

# **Modelação da circulação oceânica no Arquipélago de Cabo Verde**

**Nilton César Varela Gomes**

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em

## **Engenharia do Ambiente**

Orientador: Prof. Dr. Ramiro Joaquim de Jesus Neves

### **Júri**

Presidente do Júri: Prof. Auxiliar Doutor Tiago Domingos.

Orientador: Prof. Doutor Ramiro Joaquim de Jesus Neves

Vogal: Prof. Auxiliar Doutor Aires José Pinto dos Santos

**Outubro 2014**



## **Agradecimentos**

O espaço limitado desta seção de agradecimentos, seguramente, não me permite agradecer, como devia, a todas as pessoas que, ao longo do meu Mestrado em Engenharia do Ambiente me ajudaram, directa ou indirectamente, a cumprir os meus objetivos e a realizar mais esta etapa da minha formação académica.

Desta forma, deixo apenas algumas palavras, poucas, mas um sentido e profundo sentimento de reconhecido agracedimento.

Ao Professor Dr. Ramiro Joaquim de Jesus Neves, do Departamento de Mecânica do Instituto Superior Técnico pela orientação, pelos seus ensinamentos, pela sua confiança que em mim depositou e o apoio incondicional que muito elevaram os meus conhecimentos científicos e, sem dúvida, muito estimularam o meu desejo de querer, sempre, saber mais e a vontade constante de querer fazer melhor. Aproveito também para agradecer a toda a sua equipa do Centro de Estudos Ambientais e Tecnologias Marinhas (MARETEC – Instituto Superior Técnico) pela simpatia, privilégio e disposição que me proporcionaram para a elaboração da minha Tese e por permitirem a minha integração num centro de investigação de tão elevada qualidade e exigência que é a MARETEC.

Ao Francisco Javier Campuzano, Isabella Ascione Kenov, Ligia Pinto, Hilda Pablo e Guillaume Riflet expresso o meu profundo agradecimento pelo profissionalismo, pela amabilidade, amizade, boa disposição em todos os momentos e pelos apoios incondicionais na orientação e o sentido de responsabilidade que me incutiram em todas as fases do Projeto. As suas sabedorias foram essenciais para que chegasse ao fim deste trabalho com um enorme sentimento de satisfação.

Expresso também a minha gratidão à Rogério Colaço e à Natália Rocha do Núcleo Graduação e do Núcleo de Apoio ao Estudante (NAPE), Instituto Superior Técnico, pelas suas disponibilidades, auxílios, apoios e incentivos ao longo do curso, ajudas sem pelo qual seria impossível terminar o curso.

À República “A Desordem dos Engenheiros” e aos membros da mesma pela forma como me acolheram e integraram. Pela amizade, companhia e afeto, Muito Obrigado.

Aos meus amigos em especial à Mario Wilson Monteiro, Adilson Kairsten de Carvalho Silva Tavares, Yannick Pina, Fernando Oliveira, Zenaite Carvalho, Milva Barbosa, Nuno Pradiante, Kelton Fernandes, Mario Évora Martins, Júlio César, Maria João Freitas Barbosa, Fábio Almeida e Hugo Silva um Muito Obrigada pela vossa amizade, companheirismo e ajuda, fatores muito importantes ao longo deste trajeto e que me permitiram que cada dia fosse encarado com particular motivação.

À minha família, em especial aos Meus Pais, as minhas irmãs Solange Gomes, Claudinice Gomes e a minha irmã Marlene Gomes pelo seu sacrifício e contributo para ao longo deste percurso, aos meus tios Manuel Gomes, Salvador Varela e Paulo Gomes, as minhas tias Maria Inês Gonçalves, Maria Joana Correia, Orlanda Vaz e uma eterna gratidão aos meus primos Ludgero Gomes Teixeira e António Carlos Gomes Santa Maria. A todos um enorme obrigada por acreditarem sempre em mim e naquilo que faço e por todos os ensinamentos de vida. Espero que esta etapa, que agora termino, possa, de alguma forma, retribuir e compensar todo o carinho, apoio e dedicação que, constantemente, me oferecem. A eles, dedico todo este trabalho.

## Resumo

O conhecimento dos oceanos é limitado pela disponibilidade de dados disponíveis. Este estudo mostra como modelos numéricos podem aumentar o conhecimento com pouca informação local, e de forma económica.

Neste trabalho é efetuado a implementação do modelo numérico MOHID, bidimensional (2D) para simular a propagação da maré e tridimensional (3D) para estudar o escoamento baroclínico no Arquipélago de Cabo Verde. O modelo 2D é baseado num modelo de escala regional com passo espacial de 6 km (nível 1), com dois modelos encaixados de passo espacial de 3 km (nível 2). Também foi utilizado para impor a maré (nível 0) no modelo 3D (nível 1, com passo de 6 km). O modelo tridimensional tem 50 camadas na vertical e fornece informação sobre a circulação geral. A fronteira lateral aberta foi forçada pelo modelo global de maré FES 2004 e pelos resultados do projecto MyOcean fornecendo condições de temperatura, salinidade e níveis médios diários para o modelo 3D. O forçamento meteorológico foi fornecido pelos resultados do modelo meteorológico GFS (Global Forecasting System).

Os resultados dos modelos foram analisados com as informações conhecidas como as principais correntes da região, as imagens de satélite de temperatura da superfície do mar, perfis verticais obtidos pelas bóias argo e os resultados do projeto MyOcean. O modelo reproduz o padrão de circulação conhecido para a região e os resultados apresentam boa concordância com a informação disponível. O modelo mostra que o vento tem influência sobre o escoamento à superfície, mas tem pouca influência sobre os níveis.

**Palavras-chave:** Cabo Verde, modelação hidrodinâmica, maré, vento, circulação oceânica.

## **Abstract**

The knowledge of the oceans is limited by availability of observations. This study shows how numerical models can improve knowledge of coastal processes with little local information and at a relatively low cost.

The tidal propagation and the circulation in the Cape Verde Archipelago were investigated using the numerical model MOHID, in two-dimensional (2D) and 3Dimensional configuration (3D). The 2D model consists of a large scale model with 6 km resolution (level 0), a regional scale model with 6 km resolution (level 1), and two nested models with 3 km resolution (level 2). This model was used to study tidal propagation in the Archipelago. Tide was imposed at the open boundary using FES2004 model. Level 0 was used to provide tide boundary conditions to the 3D model. The three-dimensional model consists of the same domain as that of level 1, but with 50 vertical layers. The 3D model was used to investigate the general circulation in the archipelago. Open boundary conditions of temperature, salinity and average daily levels for the 3D model were retrieved from the results of the MyOcean project. The meteorological forcing was provided by the results of the Global Forecasting System model (GFS).

Model results were compared to bibliographic information about circulation and compared with satellite images of sea surface temperature, vertical profiles obtained by Argo floats, and MyOcean results. The model reproduces known circulation pattern in good agreement with the available information. Results show that wind influences surface currents, with little effect on water level.

**Keywords:** Cape Verde, hydrodynamic modeling, tide, wind, ocean circulation.

## Índice

Resumo.....	i
Abstract .....	ii
Índice .....	iii
Índice de figuras .....	v
Índice de tabelas.....	ix
Lista de siglas e abreviaturas .....	xi
1. Introdução.....	1
1.1. Descrição do problema .....	2
1.2. Objetivos da dissertação.....	3
1.3. Metodologia geral .....	3
2. Descrição da área de estudo .....	7
2.1. Caraterização geográfica .....	7
2.1.1. Clima .....	7
2.1.2. Ventos .....	7
2.1.3. Localização relativa do Porto da Praia e da Palmeira .....	8
2.2. Caraterização oceanográfica .....	8
2.2.1. Temperatura .....	8
2.2.2. Salinidade .....	9
2.2.3. Massas de água .....	9
2.2.4. As principais correntes marítimas no arquipélago de Cabo Verde.....	10
3. Modelo hidrodinâmico de Cabo Verde .....	13
3.1. Equações do modelo hidrodinâmico .....	13
3.2. Condições iniciais e de fronteira .....	16
3.3. Parametrização do modelo.....	16
3.4. Implementação do modelo .....	17
3.4.1. Batimetria .....	17
3.4.2. Geometria dos modelos.....	18
4. Análise de dados e resultados de referência .....	21
4.1. Dados da maré e do vento .....	21
4.2. Imagens de detecção remota da temperatura da superficial do mar .....	23
5. Validação dos modelos hidrodinâmicos de Cabo Verde .....	29
5.1. Validação do modelo hidrodinâmico bidimensional, 2D .....	29
5.2. Validação do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D .....	31
5.2.1. Bóias Argo.....	31
5.2.2. Resultados do modelo vs. Observações dos satélites (SST) .....	36
6. Análise e discussão dos resultados .....	41

<b>6.1. Caracterização oceanográfica da área de estudo com os resultados do modelo 2D.....</b>	<b>41</b>
6.1.1. Análise espacial dos principais constituintes de maré .....	41
6.1.2. Circulação de maré .....	42
6.1.3. Circulação residual da velocidade média.....	43
6.1.4. Interferência das condições meteorológicas.....	44
6.2.1. Velocidade das correntes instantâneas.....	48
6.2.2. Corrente residual .....	51
6.2.3. Temperatura .....	53
6.2.4. Salinidade.....	56
6.2.5. Diagrama Temperatura – Salinidade (T-S).....	59
<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>63</b>
<b>Bibliografia:.....</b>	<b>65</b>



## Índice de figuras

<b>Figura 1</b> - Representação do modelo hidrodinâmico de nível 1 com os modelos encaixados nível 2 no perfil horizontal.....	4
<b>Figura 2</b> - Localização dos cortes para os perfis verticais no modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D.....	5
<b>Figura 3</b> - Diagramas da temperatura / salinidade média para a principal massa de água dos oceanos Atlântico (Pickard. G.L., 1979).....	9
<b>Figura 4</b> - Circulação das principais correntes na região de Cabo Verde Lazaro (Lázaro et al., 2005). NECC – Contra- corrente Norte Equatorial; NEC – Corrente Norte Equatorial; CC - Corrente das Canárias; MC – Corrente da Mauritânia; GD – Domo da Guiné.....	11
<b>Figura 5</b> - Batimetria do arquipélago de Cabo Verde, modelo nível 1.....	17
<b>Figura 6</b> - Batimetria dos modelos encaixados, nível 2: a) ilha de Santiago e do Maio; b) ilha do Sal e da Boavista.....	18
<b>Figura 7</b> - Descrição da malha de Arakawa tipo C utilizada pelo Mohid com a indicação da localização dos pontos de cálculo das propriedades Z e das velocidades U e V. [Fonte: <a href="http://www.mohid.com/wiki">http://www.mohid.com/wiki</a> ].....	18
<b>Figura 8</b> - Resultados do nível da maré astronómica das componentes da maré do modelo FES2004 (linha) e da análise harmónica das observações (pontos), Porto da Palmeira, Maio de 2000.....	22
<b>Figura 9</b> - Correlação entre a maré astronómica das observações com o FES2004, para a estação do Porto da Palmeira, Maio de 2000.....	22
<b>Figura 10</b> - Séria temporal da velocidade média diária do vento, ao longo do ano 2000, das observações e do modelo meteorológico GFS num ponto na ilha do Sal, Cabo Verde.....	23
<b>Figura 11</b> - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde dos resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 16 de Janeiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .....	25
<b>Figura 12</b> - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde obtida através das imagens de satélite os resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 2 de Fevereiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .....	26
<b>Figura 13</b> - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde dos resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 10 de Fevereiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensin Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .....	27
<b>Figura 14</b> - Resultados do modelo de maré - nível 1 – e níveis reconstituídos (linha) a partir das componentes harmónicas medidas no Porto da Palmeira.....	30
<b>Figura 15</b> - Correlação entre resultados do modelo de maré 2D - nível 1 – e níveis reconstituídos a partir das componentes harmónicas observadas em Porto da Palmeira.....	30
<b>Figura 16</b> - Representação gráfica da maré astronómica das observações com o modelo 2D de nível 2, Porto da Palmeira, Abril de 2000.....	31
<b>Figura 17</b> - Correlação da maré astronómica das observações com o modelo 2D de nível 2, do Porto da Palmeira.....	31
<b>Figura 18</b> - Esquema de funcionamento das bóias Argo. [Fonte: <a href="http://www.argo.ucsd.edu/operation">http://www.argo.ucsd.edu/operation</a> ].....	32

<b>Figura 19</b> - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 10 horas e 20 minutos do dia 16 de Janeiro de 2013. (*) "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. ( <a href="http://www.argo.ucsd.edu">http://www.argo.ucsd.edu</a> , <a href="http://argo.jcommops.org">http://argo.jcommops.org</a> ). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".	33
<b>Figura 20</b> - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 08 horas e 58 minutos do dia 02 de Fevereiro de 2013. "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. ( <a href="http://www.argo.ucsd.edu">http://www.argo.ucsd.edu</a> , <a href="http://argo.jcommops.org">http://argo.jcommops.org</a> ). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".	34
<b>Figura 21</b> - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 09 horas e 43 minutos do dia 02 de Fevereiro de 2013. "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. ( <a href="http://www.argo.ucsd.edu">http://www.argo.ucsd.edu</a> , <a href="http://argo.jcommops.org">http://argo.jcommops.org</a> ). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".	35
<b>Figura 22</b> - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 21 horas e 42 minutos do dia 10 de Fevereiro de 2013. "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. ( <a href="http://www.argo.ucsd.edu">http://www.argo.ucsd.edu</a> , <a href="http://argo.jcommops.org">http://argo.jcommops.org</a> ). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".	36
<b>Figura 23</b> - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 16 de Janeiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .	37
<b>Figura 24</b> - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 02 de Fevereiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .	38
<b>Figura 25</b> - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 10 de Fevereiro de 2013. (*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at <a href="http://www.remss.com">www.remss.com</a> .	39
<b>Figura 26</b> - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) Cabo Verde para a componente M2.	41
<b>Figura 27</b> - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) em Cabo Verde para a componente S2.	42
<b>Figura 28</b> - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) em Cabo Verde para a componente N2.	42
<b>Figura 29</b> - Correntes da maré no arquipélago de Cabo Verde (máximo da escala 0.3 m/s) em enchente e vazante no dia 25 de Maio de 2000.	43
<b>Figura 30</b> - Velocidade residual no modelo de nível 1. É clara a tendência para a existência de um escoamento anticiclónico em torno das ilhas.	44
<b>Figura 31</b> - Forçamento meteorológico, vento (vetor) imposto aos modelos nível 2, no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas. A cor representa a pressão atmosférica que nesta figura é aproximadamente 101 000 a 102000 Pa (Pascal).	45

<b>Figura 32</b> - Resultados da elevação da maré com (pontos) e sem (linha) forçamento meteorológico, Porto da Palmeira, May de 2000.....	46
<b>Figura 33</b> - Comparação da solução com e sem as condições meteorológica na região da ilha do Sal e Boavista no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas: (a) diferença de níveis (b) vectores velocidade (preto com e vermelho sem forçamento atmosférico); (c) diferença do módulo.....	47
<b>Figura 34</b> - Comparação da solução com e sem as condições meteorológica na região das ilhas de Maio e de Santiago Boavista no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas: (a) diferença de níveis (b) vectores velocidade (preto com e vermelho sem forçamento atmosférico); (c) diferença do módulo da velocidade.....	47
<b>Figura 35</b> – Perfil horizontal da velocidade das correntes superficiais no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).....	49
<b>Figura 36</b> - Forçamento meteorológico, vento (vetor e cor) impostas aos modelos nível 2 no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). ....	49
<b>Figura 37</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).....	50
<b>Figura 38</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).....	50
<b>Figura 39</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).....	51
<b>Figura 40</b> – Perfil horizontal do fluxo residual das correntes superficiais (a) e a 100 metros de profundidade (b) no arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.....	52
<b>Figura 41</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, de superfície até aos 00 metros de profundidade, á norte do arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.....	52
<b>Figura 42</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, á sul do arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.....	53
<b>Figura 43</b> - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, da superfície até 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, Fevereiro de 2013.....	53
<b>Figura 44</b> - Perfil horizontal da temperatura superficial e do campo da velocidade das correntes no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). ....	54
<b>Figura 45</b> - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). ....	55
<b>Figura 46</b> - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas. ....	55
<b>Figura 47</b> - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.....	56
<b>Figura 48</b> - Perfil vertical da temperatura ao longo da coluna de água do oceano á Norte arquipélago de Cabo Verde, Oeste (NO) e Este (NE), e ao Sul do arquipélago, Oeste (SO) e Este (SE), do dia 10 de Fevereiro de 2013.....	56
<b>Figura 49</b> - Perfil horizontal da salinidade superficial e do campo da velocidade das correntes no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). ....	57

<b>Figura 50</b> - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). .....	57
<b>Figura 51</b> - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas. ....	58
<b>Figura 52</b> - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.....	58
<b>Figura 53</b> - Perfil vertical da salinidade ao longo da coluna de água do oceano á norte arquipélago de Cabo Verde, Oeste (NO) e este (NE), e ao sul do arquipélago, Oeste (SO) e este (SE), do dia 10 de Fevereiro de 2013. ....	59
<b>Figura 54</b> - Diagrama T-S do Oceano Atlântico na região do sul do arquipélago de Cabo Verde, entre a superfície a 2500 metros de profundidade, aproximadamente. ....	60

## Índice de tabelas

<b>Tabela 1</b> - caracterização, temperatura e salidade, das massas de água presentes no oceano Atlântico. ....	10
<b>Tabela 2</b> - Espessura das camadas cartesianas e sigma impostas na geometria do modelo 3D (camada 1= fundo, 50=superfície).....	19
<b>Tabela 3</b> - Frequência, amplitude e a fase das principais componentes da maré no Porto Palmeira (Ilha do Sal). ....	21
<b>Tabela 4</b> – Coordenadas geográfica (Lat.; Long.), dos pontos em análises dos resultados no domínio do modelo. ....	48
<b>Tabela 5</b> - Resultados do modelo das principais massas de água do oceano do atlântico no arquipélago de Cabo Verde. ....	59



## Lista de siglas e abreviaturas

2D - Bidimensional

3D - Tridimensional

CC - Corrente das Canárias.

DGA - Direção Geral do Ambiente.

ENAPOR - Empresa Nacional de Administração dos Portos.

$F$  - Fator de forma.

FES - Finite Element Solution.

FORTTRAN - Mathematical formula translating system.

GFS - Global Forecasting System.

GIS - Geographic Information System.

GOTM - General ocean turbulence model. GOTM – General ocean turbulence model.

INDP - Instituto Nacional de Desenvolvimento das Pescas.

IST - Instituto Superior Técnico.

K1 - Luni solar diurna.

K2 - Lunisolar.

M2 - Lunar principal.

M4 - Quarto diurna.

MF - Lunar quinzenal.

Mm - Lunar mensal.

MOHID - Modelo Hidrodinâmico.

N2 - Elíptica lunar.

NASA - National Aeronautics and Space Administration.

NATG - North Atlantic Subtropical Gyre.

NE - Nordeste.

NEC - North Equatorial Current.

NECC - North Equatorial Counter Current.

NGDC - National Geophysical Data Center.

NO - Noroeste.

NOAA - National Oceanic And Atmosphere Administration.

NOPP - National Oceanographic Partnership Program.

O1 - Principal lunar diurno.

P1 - Principal energia solar diurnal.

RMSE - Root Mean Square Error.

S2 - Principal solar.

SE - Sudeste.

SO - Sudoeste.

SRTM30 - Shuttle Radar Topography Mission.

SSA - semi anual solar.

SST - Sea Surface Temperature.

ZICT - Zona de Convergência Intertropical.



# 1. Introdução

O arquipélago de Cabo Verde, está localizado no Oceano Atlântico, na costa ocidental africana e é constituído por dez ilhas. É um país com fraca pluviosidade: a estação chuvosa é de três meses, entre Agosto e Outubro, e é muito irregular. A estação mais seca tem uma duração de 9 meses, de Dezembro a Julho, e é conhecida pela sua constante bruma seca proveniente do Saara. A sua posição geográfica permitiu que desde a sua descoberta, em 1460 por Diogo Gomes ao serviço da coroa portuguesa (Barcellos, 1908), o arquipélago fosse usado como base de apoio logístico das rotas de navegação do Atlântico. Para além dos portos, importantes para o comércio, o país também possui praias que são uma atracção para o turismo. O comércio e o turismo são por isto os principais fatores que servem de alavanca para a economia do país e por conseguinte o mar é um recurso indispensável para o desenvolvimento económico do País.

O desenvolvimento sustentável desta região deve por conseguinte ser apoiado no conhecimento profundo da circulação oceânica à escala regional e à escala das zonas costeiras de cada uma das ilhas. As observações marítimas são no entanto escassas, principalmente em águas profundas. Os estudos de modelação existentes são baseados em modelos de larga escala validados com as observações globais de escala global (Aumont et al., 1998). Um dos modelos de larga escala utilizado para estudo de oceanografia no arquipélago de Cabo Verde é o Mercator-Ocean 2, cujos resultados são fornecidos através de um sistema de previsão oceânica operacional de âmbito internacional (MyOcean). Os resultados dos modelos de grande escala são no entanto ferramentas essenciais para forçar modelos de escala local, os quais poderão fornecer dados importantes para o dimensionamento de obras costeiras e para a gestão de descargas de origem antropogénica (DGA, 2004).

O presente trabalho tem como objetivo implementar o modelo numérico MOHID (Neves, 2013), na região do Arquipélago de Cabo Verde, simulando a circulação oceânica à escala do Arquipélago e à escala das Ilhas (ilha do Sal, Boavista, Maio e Santiago). O modelo foi implementado em configuração bidimensional e tridimensional. O modelo hidrodinâmico bidimensional (2D) simula a propagação da maré no Arquipélago de Cabo Verde e foi usado para avaliar o papel do vento sobre os padrões de circulação local. Os resultados do modelo tridimensional (3D) para além de fornecerem informação da maré, também fornecem informação da circulação das correntes, da temperatura e salinidade ao longo da coluna de água. A configuração 3D possibilita fazer uma análise mais elaborada sobre a influência do vento na circulação das correntes marítimas superficiais e a perceção da distribuição da temperatura e salinidade na superfície do mar e ao longo da coluna da água. O modelo é uma ferramenta de suporte a estudos de monitorização, previsão da maré, gestão de exploração dos recursos marinhos, na perspectiva da sua protecção ou da segurança dos agentes que

promovem a sua exploração. A utilização dos resultados dos modelos permite também colmatar a escassez de dados de observações.

## **1.1. Descrição do problema**

A Ilha de Santiago é a maior e a mais habitada do arquipélago com cerca de metade da população do país, sendo que a maioria da população ocupa a zona costeira. Nesta ilha está localizada a capital administrativa do país que é também a capital da ilha (Cidade da Praia). A ilha possui o maior porto do país, o Porto da Praia, localizado no extremo sul, com o maior fluxo de comércio e de transportes marítimos do arquipélago. O clima da ilha de Santiago, à semelhança do resto do país, é tropical seco, com fraca pluviosidade ao longo de todo o ano, sendo as poucas chuvas que há na ilha concentradas no tempo e no espaço, gerando escoamento torrencial. A baixa pluviosidade, associada a níveis elevados de evaporação, está na origem do carácter temporário das ribeiras, que estão secas praticamente todo o ano. A contaminação de ribeiras por águas residuais é também um problema na ilha devido à insuficiência do sistema de recolha de águas residuais urbanas (DGA, 2004). A rede de saneamento na cidade da Praia é bastante precária, existindo, até à data, dificuldades de gestão. A deficiente recolha e tratamento dos resíduos urbanos e pouca sensibilização e consciencialização da população local pelo ambiente são outros fatores que também contribuem para a contaminação das ribeiras. Na ilha de Santiago a contaminação das ribeiras, por resíduos sólidos e líquidos, os efluentes industriais e a poluição proveniente das frotas marítimas nacional e internacional são as principais causas de contaminação das zonas costeiras (DGA, 2004).

A ilha do Sal tem o maior fluxo de turistas do país, atraídos pelas zonas balneares, e tem o terceiro maior porto de Cabo Verde, o Porto da Palmeira que é de extrema importância para a Ilha. O porto favorece o comércio e o turismo que são as bases da sustentabilidade local, tendo em conta que a ilha possui poucos recursos naturais e indústrias. No entanto, não existem ferramentas adequadas de monitorização e previsões das marés, à escala da ilha, que transmitam uma maior segurança aos portos e aos banhistas. A falta de observações e estudos de monitorização não permitem a construção do conhecimento com base em dados de campo.

A posição geográfica do arquipélago de Cabo Verde está incorporada nas grandes rotas de transportes de combustíveis pelos navios petroleiros. Algo que coloca as autoridades Cabo-verdianas num estado de alerta permanente pelo risco de ocorrência de derrames de hidrocarbonetos.

Neste contexto, os modelos numéricos podem ser usados para gerar conhecimentos sobre os principais processos responsáveis pela hidrodinâmica local e pelos processos biogeoquímicos, contribuindo para a criação de uma infraestrutura de apoio à tomada de decisão, objectivando o planeamento das campanhas de medidas e complementando a informação proveniente de deteção remota.

## **1.2. Objetivos da dissertação**

O objetivo principal deste trabalho é implementar o modelo numérico MOHID, em 2D e 3D, na região do Arquipélago de Cabo Verde. Este modelo permite simular a circulação oceânica à escala do Arquipélago e à escala das ilhas (ilha do Sal, Boavista, Maio e Santiago), utilizando dois modelos locais encaixados no modelo do Arquipélago.

A análise dos resultados do modelo permite uma melhor compreensão dos fenómenos físicos associados à circulação oceânica no arquipélago de Cabo Verde e a influência do vento nas correntes superficiais e nas marés. Este modelo é uma ferramenta que pode ser utilizada para complementar estudos de qualidade da água, gestão e monitorização da área marítima de Cabo Verde e na promoção da indústria e do turismo.

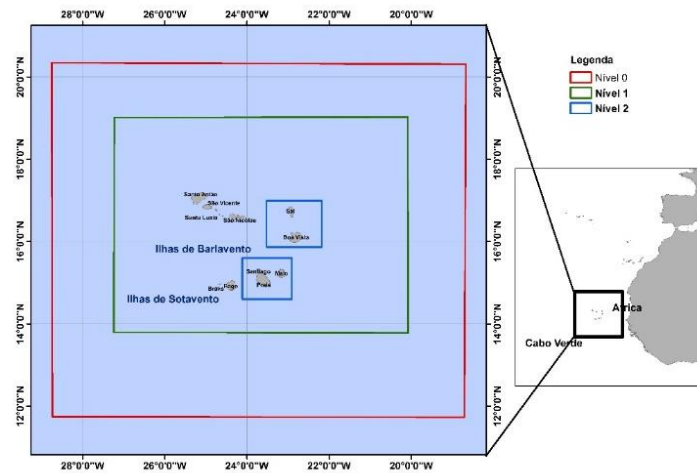
## **1.3. Metodologia geral**

O presente trabalho inicia-se com a recolha de informação de observações disponíveis de maré, circulação oceânica e de ventos dominantes na região do arquipélago de Cabo Verde, com base nas quais foram caracterizados os processos hidrodinâmicos no arquipélago. Numa segunda etapa, foi implementado o modelo hidrodinâmico MOHID Water Modelling System numa formulação 2D para simular a propagação da maré na região e finalmente foi implementado o modelo tridimensional utilizando a metodologia de downscaling (Campuzano et al., 2013), que consiste na simulação da hidrodinâmica na escala local com base em resultados de modelos de maior escala. A estrutura implementada utiliza modelos encaixados aqui designados por “níveis”.

O primeiro passo para a implementação do modelo foi a criação da batimetria para o nível 1 (retângulo verde representada na Figura 1) e nível 2 (retângulos azuis representados na Figura 1). O nível 1 abrange um domínio de cerca de 444 000 km<sup>2</sup>, com passo espacial de 6 km. Os modelos encaixados de nível 2, com resolução espacial de 3 km, cobrem duas áreas: uma de 18 000 km<sup>2</sup>, para a região da Ilha do Sal e Boavista, e outro da ordem de 14 000 km<sup>2</sup>, para a região das ilhas de Santiago e Maio. Na fronteira lateral do modelo de nível 1 foram impostas as condições da maré fornecidas pelo modelo FES2004 (Finite Element Solution 2004). Com este modelo foi também analisado o efeito do vento - fornecido pelo sistema de previsão global GFS (The Global Forecasting System) – no nível do mar. Os níveis de maré foram validados com medidas registadas perto do Porto da Palmeira. Os resultados dos modelos permitiram identificar o papel da maré na geração da circulação residual e correntes nos estreitos entre as ilhas.

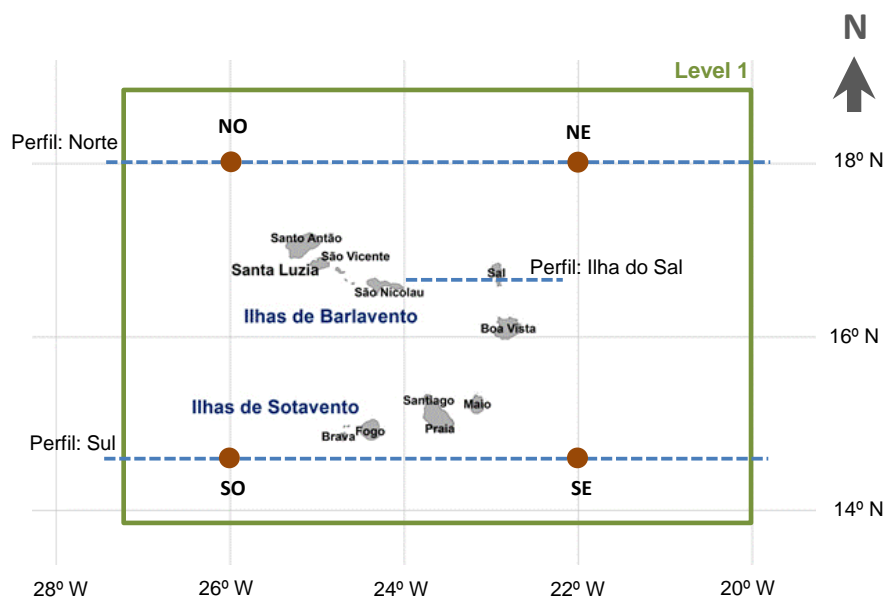
Após a implementação e análise dos resultados do modelo hidrodinâmico 2D foi implementado o modelo 3D para a região de Cabo Verde. Permitindo obter resultados de temperatura e salinidade, e dos processos hidrodinâmicos na horizontal e vertical, ao longo da coluna de água. O nível 0 (retângulo vermelho representado na Figura 1) representa o modelo de maior

escala, envolvendo uma área cerca de 1 000 000 km<sup>2</sup>, com passo espacial de 6 km e uma formulação 2D, forçada na fronteira lateral aberta pelas componentes harmónicas de maré do modelo FES2004. O modelo nível 1 é um modelo encaixado, 3D, com passo espacial de 6 km na horizontal e na vertical com 50 camadas. Na sua fronteira lateral aberta foram impostas temperaturas, salinidades e anomalias de nível fornecidos pelo modelo MyOcean e na fronteira superficial as condições meteorológicas foram também impostas pelo modelo GFS. Os resultados do modelo 3D foram analisados e validados através da análise comparativa com resultados do modelo MyOcean, as bóias Argo e com as imagens de satélite.



**Figura 1** - Representação do modelo hidrodinâmico de nível 1 com os modelos encaixados nível 2 no perfil horizontal.

Para visualização dos resultados do modelo baroclínico ao longo da coluna da água foram feitos cortes longitudinais verticais até 200 metros, em três secções (Figura 2). Tendo em conta as duas principais correntes oceânica que circulam na região, corrente fria das Canárias no norte do arquipélago e correntes norte equatorial do lado sul do arquipélago e a circulação das correntes no interior do arquipélago (Ilha do Sal). Os 4 pontos (NO, NE, SO e SE) apresentados na Figura 2 são os locais onde foram analisados resultados de temperatura e salinidade ao longo da coluna de água.



**Figura 2** - Localização dos cortes para os perfis verticais no modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D.

A interface gráfica usada para a visualização foi o MOHID STUDIO, contendo as ferramentas para o pré-processamento de dados e processamento de resultados e ainda para a gestão de simulações. Os mapas podem ser visualizados através de um sistema GIS integrado e as séries temporais podem ser exibidas num motor gráfico integrado de visualização. O software contém ainda ferramentas que permitem criar e arquivar os dados processados pelo modelo.



## **2. Descrição da área de estudo**

Neste capítulo é feita a caracterização da região de Cabo Verde incluindo clima, ventos predominantes, correntes oceânicas e propriedades físicas da água do mar.

### **2.1. Caracterização geográfica**

O arquipélago de Cabo Verde (Figura 1) está localizado no Oceano Atlântico, na região subtropical, a oeste da costa Africana, entre 17°12'15" N e 14°48'00" N e 22°39' 20" W e 25°20'00" W. O arquipélago inclui dez ilhas, nove das quais habitadas e vários ilhéus desabitados, divididos em dois grupos: as Ilhas de Barlavento no norte e as Ilhas de Sotavento no sul. As Ilhas de Barlavento incluem as ilhas de Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia (ilha desabitada), São Nicolau, Sal e Boavista. As ilhas de Sotavento incluem as ilhas de Maio, Santiago, Fogo e Brava.

As ilhas do arquipélago de Cabo Verde são de origem vulcânica, com relevo acidentado e aparência árida. Em geral as ilhas têm pouca vegetação e a maioria são montanhosas no interior, com exceção das três ilhas mais orientais, a ilha do Sal, da Boa Vista e do Maio, que são planas com longas praias. Em comparação com os países vizinhos, Cabo Verde possui uma plataforma continental estreita e muito acidentada, estimada em 5 400 km<sup>2</sup>. A superfície da plataforma, até à profundidade de 200 metros é cerca de 66% dessa área, encontrando-se ali a maioria da biomassa marinha de Cabo Verde (Bravo de Laguna, 1985).

#### **2.1.1. Clima**

O arquipélago de Cabo Verde está situado na zona sub-saheliana sendo o clima do tipo subtropical seco, com a estação chuvosa entre os meses de Julho a Outubro, com concentração de precipitação entre os meses de Agosto e Setembro, período durante o qual ocorre 60% e 80% da precipitação total (DGA, 2004). No arquipélago o clima subtropical seco é caracterizado por uma estação seca e fresca de Dezembro a Março, uma estação de transição de Abril a Maio e uma estação quente e húmida de Julho a Novembro. A temperatura média do ar varia entre 22°C e 27°C nas estações frias e quente respectivamente, com uma amplitude diária que raramente excede os 10°C, devido à influência do oceano (INDP, 2011).

#### **2.1.2. Ventos**

As condições meteorológicas na região de Cabo Verde são dominadas pelos ventos alísios de nordeste que ocorrem ao longo do ano, entre as altas pressões subtropicais do Atlântico e as baixas pressões equatoriais da frente intertropical. Além dos ventos alísios ocorrem também dois tipos de ventos, os ventos de harmatão - vento quente e seco proveniente do Saara, que sopra da direção Nordeste a Leste, de Dezembro a Fevereiro em toda África Ocidental (Schwanghart and Schütt, 2008), e uma corrente de ar quente e húmida, com direção sul-

sudoeste, que inicia a época da chuva. Também existem ventos locais devido a eventuais diferenças de pressão.

### **2.1.3. Localização relativa do Porto da Praia e da Palmeira**

Na ilha de Santiago está localizada a capital administrativa, a Cidade da Praia. A ilha tem cerca de metade da população do país, apresenta uma grande diversidade biológica, as melhores infra-estruturas, as melhores atrações históricas e culturais e tem a maior atividade económica. No extremo sul da ilha de Santiago está localizado o principal porto do país, o Porto da Praia. Este é o porto com maior fluxo de comércio e de transportes marítimos do arquipélago. O porto dispõe atualmente de dois cais em "L", totalizando 690 metros, a profundidades entre 5 e 9 metros, e está concebido e equipado para movimentar um volume de carga que poderá ir até um milhão de toneladas por ano - ENAPOR ([www.enapor.cv](http://www.enapor.cv)). Situado na ilha do Sal, o Porto da Palmeira é o terceiro porto Cabo-verdiano a nível do tráfego de mercadorias. Sustenta, para além da atividade comercial de transporte de mercadorias e passageiros, as atividades de pesca, indústrias relacionadas com náutica de recreio e marítimo-turísticas. Enquanto recetor de tráfego internacional de combustível, contribui para a inserção de Cabo Verde no sistema económico mundial - ENAPOR ([www.enapor.cv](http://www.enapor.cv)).

## **2.2. Caracterização oceanográfica**

O mar de Cabo Verde é conhecido por ser relativamente calmo, com pouca ondulação e com uma amplitude da maré de aproximadamente 1 m (Custódio et al., 2005). Na época das chuvas, entre Julho a Outubro, o mar encontra-se mais agitado devido à instabilidade do tempo que está associada à passagem da convergência inter tropical. A agitação marítima na região é afetada pela intensidade dos ventos provenientes do nordeste e com velocidade média anual de 10 m/s.

### **2.2.1. Temperatura**

Na região de Cabo Verde a temperatura da superfície do mar varia entre 21 e 22 °C na época fria, de Dezembro a Junho e na época quente, de Julho a Novembro, a temperatura da superfície varia entre 23 a 27 °C (DGA, 2004). Na região sul do arquipélago a temperatura da superfície do mar tende a ser superior devido à influência da contracorrente equatorial e na região norte tende a ser inferior devido à corrente fria das Canárias. A estratificação da temperatura na coluna de água é máxima nos primeiros 100 m. A camada de mistura tem uma espessura que varia entre 25 a 40 m e uma temperatura média de 25°C. A termoclina inicia-se a partir desta profundidade com uma taxa de variação térmica de 0.1 °C/m até aos 100 m de profundidade onde pode atingir valores entre 15 a 16° C. Aos 500 m de profundidade a temperatura da água do mar desce para cerca de 10 °C e aos 1000 m para cerca de 6 °C (Varela et al., 2011); (Monteiro et al., 1997).



### 2.2.2. Salinidade

Segundo estudos anteriores, a região caracteriza-se pela presença de duas massas de águas superficiais: a primeira, até 150 a 200 m de profundidade, é proveniente do Atlântico Norte e tem salinidades superiores a 36 e a segunda proveniente do Atlântico Sul tem menor salinidade. Entre os 200 a 600 m de profundidade a salinidade é a resultante da mistura das duas massas de água provenientes do norte e sul do Oceano Atlântico. Dos 600 a 1000 m de profundidade encontra-se a massa de água intermédia Antártica e a partir dos 1000 m de profundidade a água profunda do Atlântico Norte (DGA, 2004).

A pouca precipitação que ocorre nas ilhas ao longo do ano gera baixo escoamento médio de água doce para o mar. Porém as chuvas intensas que ocorrem, durante a época da chuva, têm uma grande concentração no tempo e no espaço gerando escoamentos torrenciais para o mar, embora, de uma forma geral, estes escoamentos não modifiquem a salinidade do mar no arquipélago.

### 2.2.3. Massas de água

Uma determinada região do oceano pode ser caracterizada pelas massas de água. A identificação das massas de água pode ser efectuada através da análise de diagramas T-S (Temperatura-Salinidade), ou seja através das diferenças de densidade da água existentes ao longo da coluna de água. A Figura 3 mostra as principais massas de água presentes no oceano Atlântico, oceano onde se localiza a área de estudo do presente trabalho. Na Tabela 1 encontram-se a caracterização, temperatura e salinidade, das massas de água presentes no oceano Atlântico.

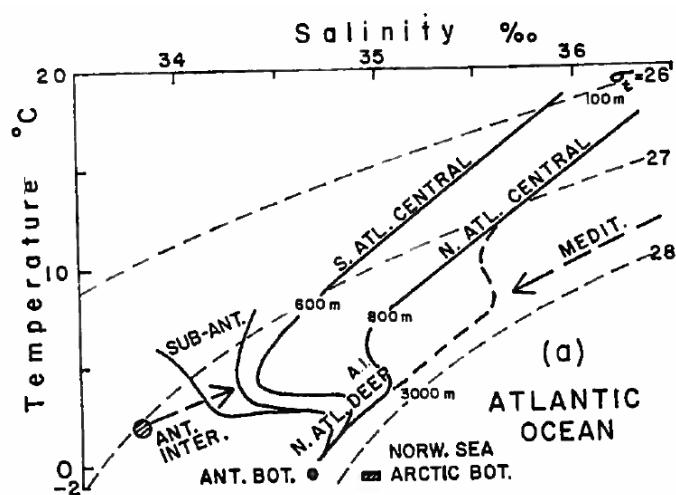


Figura 3 - Diagramas da temperatura / salinidade média para a principal massa de água dos oceanos Atlântico (Pickard, G.L., 1979).

**Tabela 1** - caracterização, temperatura e salidade, das massas de água presentes no oceano Atlântico.  
([http://curry.eas.gatech.edu/Courses/6140/ency/Chapter11/Ency\\_Atmos/Ocean\\_Circ\\_Water\\_Types\\_Masses.pdf](http://curry.eas.gatech.edu/Courses/6140/ency/Chapter11/Ency_Atmos/Ocean_Circ_Water_Types_Masses.pdf))

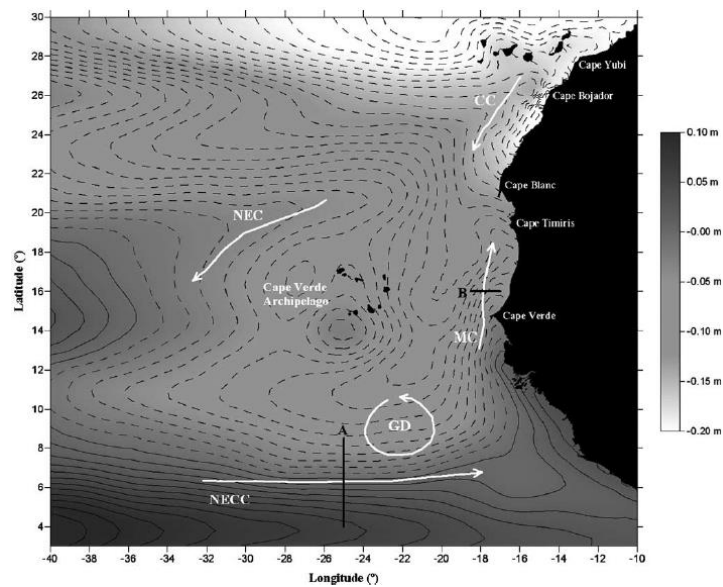
Layer	Atlantic Ocean
Upper waters (0–500 m)	<p>Atlantic Subarctic Upper Water (ASUW) (0.0–4.0°C, 34.0–35.0‰)</p> <p>Western North Atlantic Central Water (WNACW) (7.0–20.0°C, 35.0–36.7‰)</p> <p>Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (8.0–18.0°C, 35.2–36.7‰)</p> <p>South Atlantic Central Water (SACW) (5.0–18.0°C, 34.3–35.8‰)</p>
Intermediate waters (500–1500 m)	<p>Western Atlantic Subarctic Intermediate Water (WASIW) (3.0–9.0°C, 34.0–35.1‰)</p> <p>Eastern Atlantic Subarctic Intermediate Water (EASIW) (3.0–9.0°C, 34.4–35.3‰)</p> <p>Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–6°C, 33.8–34.8‰)</p> <p>Mediterranean Water (MW) (2.6–11.0°C, 35.0–36.2‰)</p> <p>Arctic Intermediate Water (AIW) (–1.5–3.0°C, 34.7–34.9‰)</p>
Deep and abyssal waters (1500 m–bottom)	<p>North Atlantic Deep Water (NADW) (1.5–4.0°C, 34.8–35.0‰)</p> <p>Antarctic Bottom Water (AABW) (–0.9–1.7°C, 34.64–34.72‰)</p> <p>Arctic Bottom Water (ABW) (–1.8 to –10.5°C, 34.88–34.94‰)</p>

#### 2.2.4. As principais correntes marítimas no arquipélago de Cabo Verde

O lado norte do arquipélago é influenciado pela corrente fria das Canárias (CC) pertencendo ao Giro subtropical do Atlântico Norte (NATG) é responsável pelo transporte da água fria da camada superior para o interior do arquipélago de Cabo Verde. Com uma velocidade média de 15 cm/s estende-se ao longo da costa norte-ocidental africana nas regiões com profundidade de 800-1000 m. A CC chega a Cabo Verde com direção sudoeste mas gira para oeste e nordeste, associando-se à Corrente Norte Equatorial (NEC). O lado sul do arquipélago é influenciado pela Corrente Norte Equatorial (NEC) e pela Contra Corrente Norte Equatorial (NECC). Este ao aproximar-se da costa africana uma parcela vai em direção a norte ao longo da costa originando uma corrente de água quente, Corrente da Maurîtânia (MC). Aumenta de latitude nas épocas quentes e diminui nas épocas frias. Ao sudoeste do arquipélago de Cabo Verde está localizado o Domo da Guiné (GD), a sua forma cúpula é mais alongada na direção Nordeste-Sudoeste na época mais quente e reduz no inverno (Lázaro et al., 2005), Figura 4.

Dependendo da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZICT), ocorrem alterações no regime de ventos na área que afetam a circulação superficial até 200 metros de profundidade (Varela et al., 2011, Monteiro et al., 1997). As principais correntes superficiais que influenciam a circulação oceânica do arquipélago de Cabo Verde estão ilustradas na Figura 4. A demarcação entre essas correntes situa-se na parte sul do arquipélago, na ZICT, alterando a sua posição consoante a época do ano no qual também influencia a temperatura local. Na

época mais quente, encontra-se mais a norte, na latitude 20°N aproximadamente e na época mais fria situa-se mais a sul do arquipélago. A circulação no arquipélago é afetada por estas correntes e pela sua interação com a batimetria, o vento e a circulação atmosférica local. Estes fatores proporcionam uma circulação hidrodinâmica complexa exortada pelas alterações sazonais na circulação oceânica (INDP, 2011).



**Figura 4** - Circulação das principais correntes na região de Cabo Verde Lázaro (Lázaro et al., 2005). NECC – Contra-corrente Norte Equatorial; NEC – Corrente Norte Equatorial; CC - Corrente das Canárias; MC – Corrente da Mauritânia; GD – Domo da Guiné.



### 3. Modelo hidrodinâmico de Cabo Verde

O modelo numérico Mohid Water (Neves, 2013) é um sistema de modelação de código aberto desenvolvido no Instituto Superior Técnico (IST), Universidade de Lisboa. É um sistema de modelação modular baseado em volumes finitos, que permite utilizar malhas verticais cartesianas, sigma ou uma combinação de ambas, incluindo o movimento vertical da malha para minimizar a difusão numérica associada a ondas internas. A versatilidade da estrutura modular permite que o modelo possa ser utilizado em praticamente qualquer fluxo de superfície livre. O modelo MOHID já foi aplicado na maioria dos estuários portugueses para simular a hidrodinâmica e qualidade da água (Saraiva et al., 2007, Lopes et al., 2009); (Malhadas et al., 2010); (Ascione Kenov et al., 2012) e em mares regionais (Martins et al., 2001). Outras aplicações do MOHID incluem estuários da Galiza, como a Ría de Vigo (Taboada et al., 1998); (Gomez-Gesteira et al., 1999), e Ría de Pontevedra (Ruiz-Villarreal et al., 2002). Recentemente, o MOHID foi aplicado na costa do Sul da América (Campuzano et al., 2013). O código do modelo é escrito em ANSI Fortran 95, seguindo a programação orientada a objecto.

#### 3.1. Equações do modelo hidrodinâmico

Ao longo desta secção serão descritas as equações fundamentais resolvidas pelo modelo MOHID. O modelo utiliza um algoritmo semi-implícito permitindo a simulação de problemas complexos em pequenos computadores e pode realizar computação paralela utilizando tecnologias OpenMP ou MPI. Modelos baroclínicos 3D podem ser encaixados em modelos 2D, a fim de obter condições de fronteira. O modelo de maré 2D descrito neste trabalho resolve as equações 1 e 2 para calcular as velocidades horizontais médias na vertical, ao longo do tempo, considerando os termos advectivo e difusivo, o efeito de Coriolis e a variação da pressão:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(uD) + \left[ \frac{\partial}{\partial x}(u^2D) + \frac{\partial}{\partial y}(uvD) \right] - fvD = \\ -gD \frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \tau^x + D \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \end{aligned} \quad \text{Equação 1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(vD) + \left[ \frac{\partial}{\partial x}(uvD) + \frac{\partial}{\partial y}(v^2D) \right] - fuD = \\ -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \tau^y + D \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] \end{aligned} \quad \text{Equação 2}$$

onde  $u$ ,  $v$  são as componentes de velocidade ao longo das direções  $x$ ,  $y$ ;  $f$  é o parâmetro de Coriolis, em função da latitude;  $A$  é o coeficiente de viscosidade horizontal;  $\tau^x$  e  $\tau^y$  são as tensões de vento ao longo das direções  $x$  e  $y$ , respectivamente;  $D$  é a altura total da coluna da

água calculado como  $D = h + \eta$ , onde  $h$  é a profundidade abaixo do nível de referência e  $\eta$  é a altura acima deste nível (Kantha and Clayson, 2000).

No modelo 3D a variação da superfície livre é calculada através da integração da equação de continuidade, ao longo da coluna de água, entre a superfície livre [ $\eta(x, y)$ ] e o fundo ( $-h$ ):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz \quad \text{Equação 3}$$

O modelo numérico MOHID resolve as equações primitivas incompressíveis tridimensionais. Para o cálculo do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, é adicionado nas equações de movimento o termo vertical, (direção  $z$ ):

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(uD) + \left[ \frac{\partial}{\partial x}(u^2D) + \frac{\partial}{\partial y}(uvD) + \frac{\partial}{\partial z}(uwD) \right] - fvD = \\ -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \tau^x + D \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad \text{Equação 4}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(vD) + \left[ \frac{\partial}{\partial x}(uvD) + \frac{\partial}{\partial y}(v^2D) + \frac{\partial}{\partial z}(vwD) \right] - fuD = \\ -gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \tau^y + D \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad \text{Equação 5}$$

O cálculo da velocidade vertical, ao longo da coluna de água, é efectuado através da equação de continuidade:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Equação 6}$$

em que  $w$  é calculado através da integração entre o fundo e a profundidade  $z$ :

$$w(z) = \partial_x \int_{-h}^z u dx + \partial_y \int_{-h}^z v dy \quad \text{Equação 7}$$

A determinação da pressão, equação 8, é feita assumindo a aproximação hidrostática em que  $p$  representa a pressão,  $g$  representa a aceleração gravítica e  $\rho$  a densidade da água.

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad \text{Equação 8}$$

Integrando esta equação ao longo da coluna da água determina-se a pressão a qualquer profundidade, desde do fundo até à superfície livre:

$$p(z) = p_{atm} + g\rho_0(\eta - z) + g \int_z \eta \rho' dz = 0$$

Equação 9

em que  $p_{atm}$  representa a pressão atmosférica,  $\rho_0$  densidade de referência,  $\rho'$  é o desvio local da densidade relativo à densidade de referência função da temperatura e da salinidade local da água.

Na superfície é imposta a condição de fluxo vertical nulo de forma a considerar que o fluxo advectivo através da superfície também seja nulo:

$$w_{flux} \Big|_{surface} = 0$$

Equação 10

O fluxo difusivo é imposto pela tensão do vento,  $\tau_w$ , definida pelas equações 11-12, exercida na superfície:

$$v \frac{\partial \vec{v}_H}{\partial z} \Big|_{surface} = \vec{\tau}_w$$

Equação 11

$$\vec{\tau}_w = C_D \rho_a \vec{W} \left| \vec{W} \right|$$

Equação 12

onde  $C_D$  é o coeficiente de arrastamento, função da velocidade do vento,  $\vec{W}$ ,  $\rho_a$  é a densidade do ar.

No fundo não existe fluxo advectivo e o fluxo difusivo de quantidade de movimento é definido pela tensão de corte no fundo calculada por uma lei quadrática que depende da velocidade perto do fundo:

$$v \frac{\partial \vec{v}_H}{\partial z} \Big|_{bottom} = C_D \vec{v}_H \left| \vec{v}_H \right|$$

Equação 13

onde  $C_D$  é o coeficiente de arrastamento calculado pela equação:

$$C_D = \left( \frac{k}{\log \left( \frac{z + z_0^b}{z_0^b} \right)} \right)^2$$

Equação 14

em que  $k$  é a constante von karman e o  $z_0^b$  é o comprimento de rugosidade do fundo.

### **3.2. Condições iniciais e de fronteira**

A integração das equações de conservação de massa e quantidade de movimento requer a especificação de valores iniciais e de condições de fronteiras: na superfície livre em contato com a atmosfera e lateral em contato com o oceano. No fundo, o modelo impõe o fluxo difusivo de quantidade de movimento, sendo nulos todos os outros fluxos.

Na fronteira lateral no modelo de maré (2D) foram impostos os resultados do modelo FES2004 (Lyard et al., 2006). Nos modelos encaixados as condições iniciais e das fronteiras laterais são fornecidas pelo “modelo pai”, com maior extensão geográfica. As informações fornecidas pelo “modelo pai” para o “modelo filho” (encaixado) permitem o uso de uma condição de radiação que permite a saída das ondas geradas no interior do domínio dos modelos encaixados. Nestas fronteiras pode também ser usada uma “esponja” que induz a atenuação das ondas reflectidas na fronteira. As ondas que vêm a entrar não são mantidas através de um relaxamento da solução do modelo filho para o modelo pai. O coeficiente de relaxação decai exponencialmente da fronteira para o interior do domínio. O forçamento meteorológico foi imposto a partir de resultados do modelo meteorológico GFS (Global Forecasting System) o qual fornece a temperatura do ar, pressão atmosférica, radiação solar, humidade relativa e velocidade do vento.

O modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, é um modelo filho do modelo de maré. Ao modelo pai este modelo vai buscar os níveis de maré aos quais são adicionados os níveis associados à circulação geral do Atlântico fornecidos pelo modelo MyOcean (GLOBAL\_ANALYSIS\_FORECAST\_PHYS\_001\_002). Este modelo fornece ainda as condições iniciais de temperatura e de salinidade para o modelo 3D e as temperaturas e salinidades na fronteira aberta.

### **3.3. Parametrização do modelo**

A rugosidade do fundo foi considerada uniforme, utilizando o valor típico de 0.0025 m. Para a viscosidade horizontal foi usado o valor de 20 m<sup>2</sup>/s e a vertical foi também considerada uniforme e igual a 0.0010 m<sup>2</sup>/s de modo a evitar dificuldades associadas à parametrização do modelo GOTM (General Ocean Turbulence Model). Foi ainda usado um filtro biarmónico para eliminar perturbações de alta frequência, que na região de Cabo Verde são também induzidas pela irregularidade da batimetria. O filtro biarmónico amortece as oscilações de alta frequência e de pequena escala mantendo consistente a dinâmica de grande escala (Delhez and Deleersnijder, 2007). O gradiente horizontal de pressão atmosférica foi incluído utilizando o método do barómetro invertido.



### 3.4. Implementação do modelo

Nesta secção são descritos os procedimentos da implementação dos modelos 2D e 3D, abordando a criação da batimetria, criação da malha e a implementação das condições de fronteira a partir de resultados de outros modelos.

#### 3.4.1. Batimetria

A batimetria é a base de toda a simulação, serve como suporte para a modelação hidrodinâmica, influenciando o processo de circulação da água e das suas propriedades físico-químicas.

Neste trabalho foram construídas quatro batimetrias duas com passo espacial de 6 km que englobam todo o arquipélago sendo uma de menor domínio, nível 1 (Figura 5) encaixada no nível 0; duas batimetrias para os modelos encaixados de nível 2, com passo espacial de 3 km (Figura 6). A criação das batimetrias começou com a obtenção dos pontos batimétricos disponíveis na base de dados da NASA SRTM 30 (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução espacial de 30 segundos e da obtenção da linha de costa disponível na base de dados do NGDC (National Geophysical Data Center) da Agência NOAA (National Oceanic And Atmosphere Administration). Com base na informação batimétrica e na linha de costa foram criadas as malhas regulares, com passo espacial de 6 km para o nível 0 e 1 e de 3 km para o nível 2.

Para gerar as batimetrias utilizou-se o *software* MOHID GIS. A batimetria para o nível 0, para o modelo 3D, é semelhante à do nível 1 (Figura 5), diferindo apenas no tamanho do domínio que é maior. O gradiente das cores representa as profundidades do fundo oceânico no arquipélago de Cabo Verde. O limite da profundidade é imposta pelo valor mínimo 2 m e é representado pela cor branca que pode ser observada nas zonas mais rasas perto de terra e o valor máximo de profundidade é representado pela cor azul-escuro.

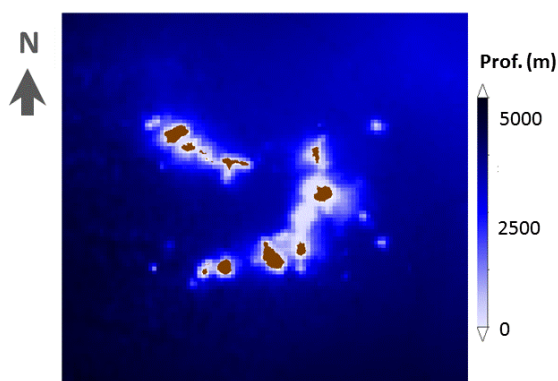
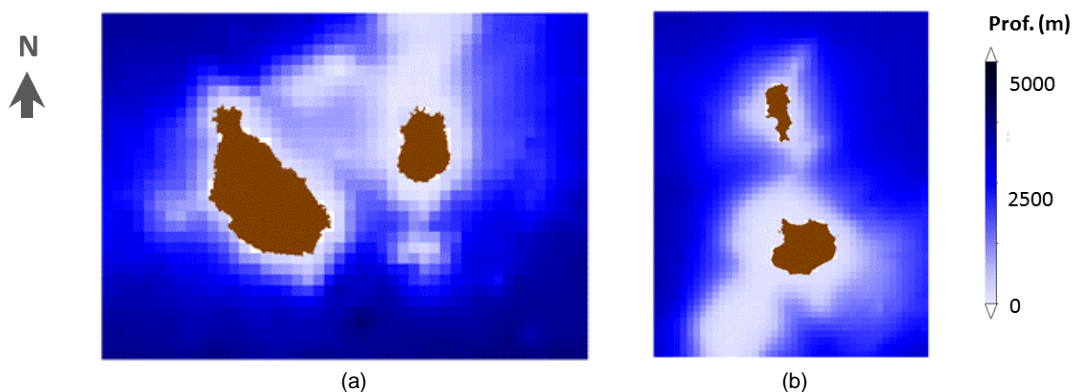


Figura 5 - Batimetria do arquipélago de Cabo Verde, modelo nível 1.



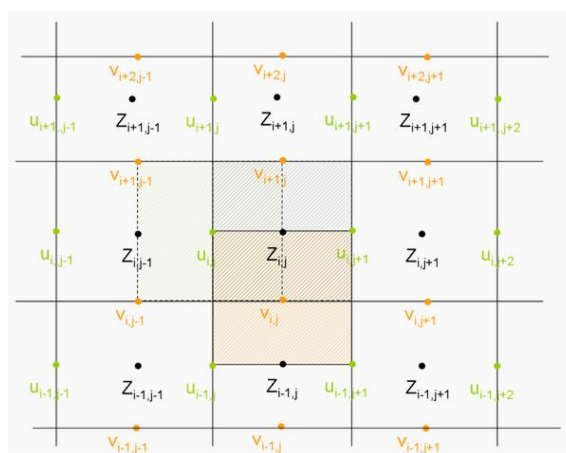
**Figura 6** - Batimetria dos modelos encaixados, nível 2: a) ilha de Santiago e do Maio; b) ilha do Sal e da Boavista.

As batimetrias geradas e interpoladas nas respectivas malhas foram utilizadas no modelo para efectuar as simulações, 2D e 3D.

### 3.4.2. Geometria dos modelos

O modelo hidrodinâmico 2D é o caso particular de um modelo 3D com uma única camada sigma ao longo da coluna de água. Para o modelo 3D foi usada uma combinação de coordenadas cartesianas e sigma.

O modelo MOHID utiliza a malha de Arakawa C em volumes finitos, em que as velocidades (e os fluxos) são calculadas nas faces das células e as propriedades da água (escalares) no centro (Figura 7). As velocidades verticais ( $w$ ) (modelação tridimensional) são calculadas nas faces horizontais das células (inferior e superior).



**Figura 7** - Descrição da malha de Arakawa tipo C utilizada pelo Mohid com a indicação da localização dos pontos de cálculo das propriedades  $Z$  e das velocidades  $U$  e  $V$ . [Fonte: <http://www.mohid.com/wiki>]

O modelo 3D utiliza 50 camadas na vertical, sendo 7 camadas sigma junto à superfície e 43 camadas cartesianas, cujas espessuras são indicadas na Tabela 2, organizadas de cima para baixo. A malha tem resolução da ordem de 1 metro na camada superficial do oceano (nos primeiros 20 metros) e menor resolução junto ao fundo (a camada junto ao fundo tem 435 m de espessura). A profundidade de separação entre o domínio sigma e o cartesiano está 8.7 metros abaixo da superfície.

**Tabela 2** - Espessura das camadas cartesianas e sigma impostas na geometria do modelo 3D (camada 1= fundo, 50=superfície).

Sigma		Cartesianas	
Camada	Espessura (m)	Camada	Espessura (m)
50	0.95	43	1.78
49	1.13	42	1.89
48	1.13	41	2.23
47	1.22	40	2.46
46	1.30	39	2.91
45	1.48	38	3.29
44	1.48	37	3.94
		36	4.52
		35	5.46
		34	6.36
		33	7.70
		32	9.08
		31	11.01
		30	13.08
		29	15.87
		28	18.93
		27	22.95
		26	27.42
		25	33.13
		24	39.57
		23	47.56
		22	56.61
		21	67.56
		20	79.89
		19	94.41
		18	110.55
		17	128.98
		16	149.03
		15	171.17
		14	194.54
		13	219.38
		12	244.68
		11	270.54
		10	295.83
		9	320.69
		8	344.04
		7	366.20
		6	386.22
		5	404.68
		4	420.80
		3	435.34
		2	447.64
		1	458.63



## 4. Análise de dados e resultados de referência

Ao longo deste capítulo serão apresentados e analisados os dados de maré, ventos, as imagens de satélite e ainda os resultados de referência constituídos pelos resultados dos modelos FES 2004 e MyOcean.

### 4.1. Dados da maré e do vento

As observações da maré obtidas foram medidas no porto Palmeira, Ilha do Sal e estão disponíveis no Centro de Dados Oceanográficos Britânico ([www.bodc.ac.uk](http://www.bodc.ac.uk)). A informação mais recente remonta a ano 2000 e a série temporal abrange oito meses (2000/07/04 para 31/12/2000). Estas observações foram processadas para extrair as principais componentes das marés, representadas na Tabela 3.

A Tabela 3 mostra a amplitude e fase das componentes de maré mais significativas extraídas usando o *software* T\_tide (Pawlowicz, 2011): Lunar principal (M<sub>2</sub>), o principal solar (S<sub>2</sub>), elíptica lunar (N<sub>2</sub>), luni-solar diurna (K<sub>1</sub>), o principal lunar diurno (O<sub>1</sub>), luni-solar (K<sub>2</sub>), semi-anual solar (SSA), a principal energia solar diurna (P<sub>1</sub>), lunar quinzenal (MF), quarto diurna (M<sub>4</sub>) e lunar mensal (Mm).

**Tabela 3** - Frequência, amplitude e a fase das principais componentes da maré no Porto Palmeira (Ilha do Sal).

Componentes da maré	Frequência (h <sup>-1</sup> )	Amplitude (m)	Fase (°)
M <sub>2</sub>	0.080511	0.296	276.69
S <sub>2</sub>	0.083333	0.116	317.22
N <sub>2</sub>	0.078999	0.058	249.59
K <sub>1</sub>	0.041781	0.052	351.32
O <sub>1</sub>	0.038731	0.042	260.03
K <sub>2</sub>	0.083562	0.034	312.11
Ssa	0.000228	0.028	20.39
P <sub>1</sub>	0.041553	0.016	337.65
Mf	0.00305	0.015	19.28
M <sub>4</sub>	0.161023	0.014	286.94
Mm	0.001512	0.012	346.42
NU <sub>2</sub>	0.079202	0.012	247.09

Com base na amplitude das principais componentes harmónicas são definidas os tipos das marés através do cálculo de fator de forma,  $F$ , que é a razão entre a soma da amplitude das principais constituintes diurnas (K<sub>1</sub> e O<sub>1</sub>) com as semidiurnas (M<sub>2</sub> e S<sub>2</sub>):

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad \text{Equação 15}$$

Conforme for o valor de  $F$  o tipo da maré pode ser definida pela seguinte condição:

Se  $0 < F < 0.25$  maré semidiurna;

Se  $0.25 < F < 3.0$  maré de mistura;

Se  $F > 3.0$  maré diurna;

A maré que ocorre no arquipélago de Cabo Verde é semidiurna.

A Figura 8 compara o nível do mar reconstruído usando as componentes harmônicas da maré obtidas a partir das observações da bóia no porto da Palmeira (linha) com o nível obtido pelo modelo FES2004 (pontos) para um ponto com a mesma localização da bóia para o mês de Maio de 2000. A análise mostra de uma forma geral uma boa concordância entre as duas séries temporais, ainda que em alguns dias haja diferenças da ordem de 10 cm. O coeficiente de correlação entre as duas séries é 94.5% (Figura 9) e como consequência espera-se que o modelo forçada pelos resultados FES2004 possa produzir bons resultados.

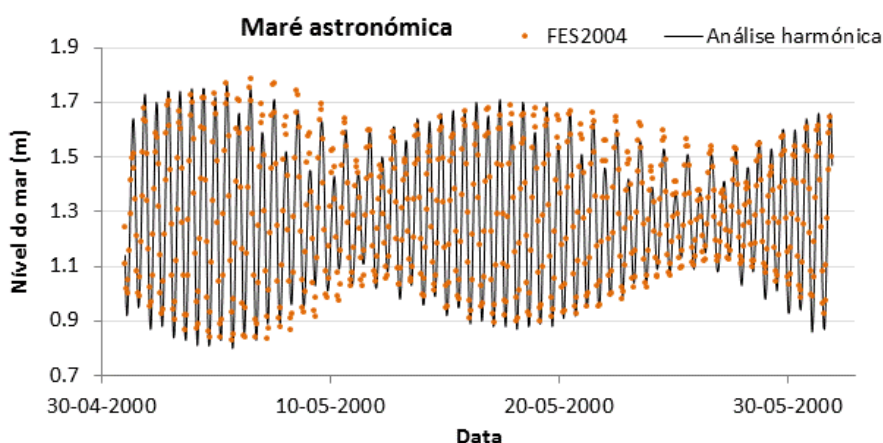


Figura 8 - Resultados do nível da maré astronómica das componentes da maré do modelo FES2004 (linha) e da análise harmônica das observações (pontos), Porto da Palmeira, Maio de 2000.

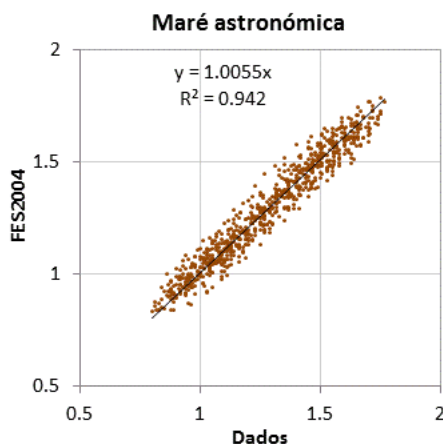
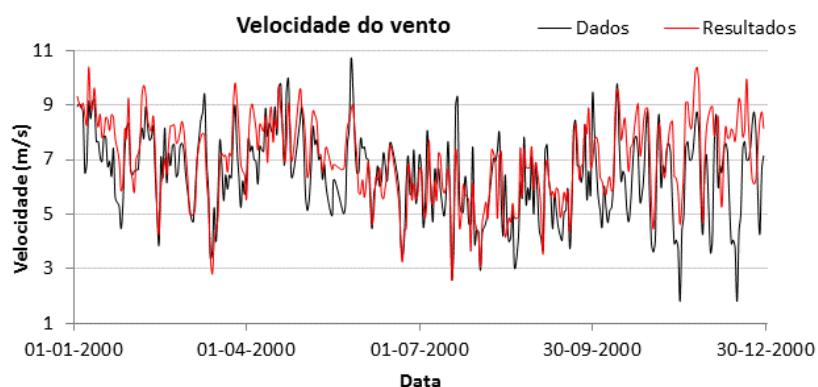


Figura 9 - Correlação entre a maré astronómica das observações com o FES2004, para a estação do Porto da Palmeira, Maio de 2000.

As observações dos ventos foram obtidas numa estação meteorológica, perto do porto de Palmeira (latitude 16 ° 43 '48" N, longitude 22 ° 57' 3" W, altura 54 m) ([www.tutiempo.net](http://www.tutiempo.net)).

Estas observações foram utilizadas para avaliar a capacidade do modelo GFS para produzir o forçamento meteorológico necessário ao modelo hidrodinâmico. A Figura 10 compara as séries temporais para o ano de 2000, mostrando que o modelo meteorológico capta as principais características das observações e, conseqüentemente, pode ser usado para especificar o stress do vento à superfície. As observações mostram velocidades de ventos típicos da ordem de 7 m/s, com valores mais elevados no outono e na primavera - quando as velocidades muitas vezes chegam a 9 m/s<sup>-1</sup> e velocidades mais baixas no verão. O acordo entre os ventos medidos e modelados mostra que o modelo GFS pode ser usado para especificar os campos de vento de superfície para o modelo hidrodinâmico implementado.



**Figura 10** - Série temporal da velocidade média diária do vento, ao longo do ano 2000, das observações e do modelo meteorológico GFS num ponto na ilha do Sal, Cabo Verde.

## 4.2. Imagens de detecção remota da temperatura da superficial do mar

As imagens de satélite utilizadas na validação do modelo foram disponibilizadas pela NASA. As medições são feitas usando radiómetros, na banda de infravermelho, a partir de 10 µm abaixo da superfície e com resolução espacial de 9 km, e na banda de micro-ondas, até 1 mm de profundidade com passo espacial de 25 km (<http://podaac.jpl.nasa.gov/SeaSurfaceTemperature>; [www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature](http://www.remss.com/measurements/sea-surface-temperature)).

A Figura 11, Figura 12 e a Figura 13 comparam a temperatura da superficial do oceano para a zona do arquipélago de Cabo Verde obtida através das imagens de detecção remota e os resultados do MyOcean para os dias 16 de Janeiro, 2 e 10 de Fevereiro de 2013 respetivamente. Estes resultados permitem efectuar uma análise qualitativa através da diferença entre a temperatura da superfície do oceano das observações e do MyOcean e efectuar uma análise quantitativa através de diferentes tipos de análises estatística [correlação de Pearson ( $r$ ), Bias (enviesamento) e RMSE (erro quadrático médio)].

A equação de coeficiente de correlação de Pearson é calculada pela seguinte forma:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\text{cov}(X, Y)}{\sqrt{\text{var}(X) \cdot \text{var}(Y)}} \quad \text{Equação 16}$$

em que  $x_1, x_2, \dots, x_n$  e  $y_1, y_2, \dots, y_n$  são os valores medidos de ambas as variáveis.

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{Equação 17}$$

e

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \quad \text{Equação 18}$$

são as médias aritméticas de ambas as variáveis. A análise de correlação de Pearson indica a relação entre 2 variáveis lineares e os valores sempre serão entre +1 e -1. O sinal indica se a correlação é positiva ou negativa, e o valor indica a concordância entre as variáveis.

A Bias (enviesamento) é a diferença entre o valor esperado da predição do modelo (média das predições) e o valor real, dados é representada pela fórmula:

$$E[\bar{h}(x) - f(x)] \quad \text{Equação 19}$$

em que a variância do modelo  $h(x)$  aproxima da função de dados observados  $f(x)$ .

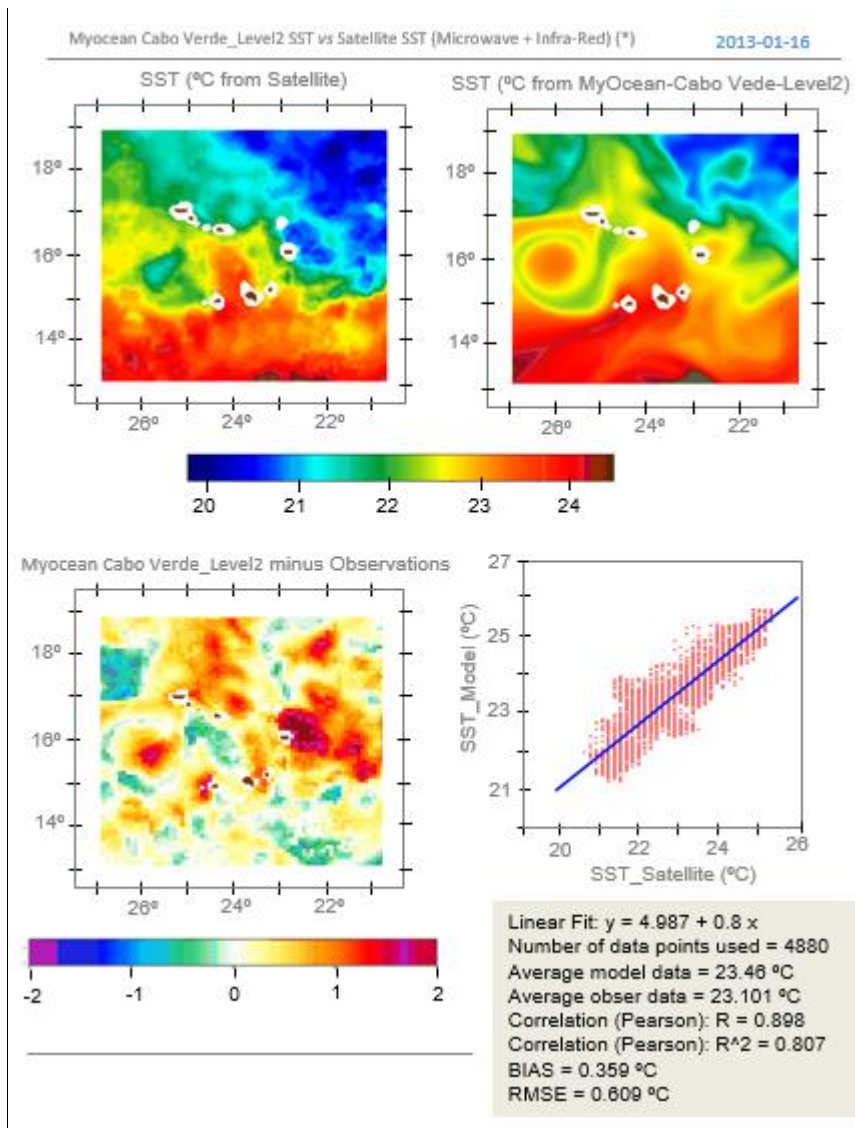
A avaliação dos resultados do modelo através da RMSE é determinada pela fórmula:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_{si} - Y_{ec})^2} \quad \text{Equação 20}$$

em que  $n$  representa o número de dados,  $X_{si}$  média dos resultados do modelo e  $Y_{ec}$  média dos dados observados.

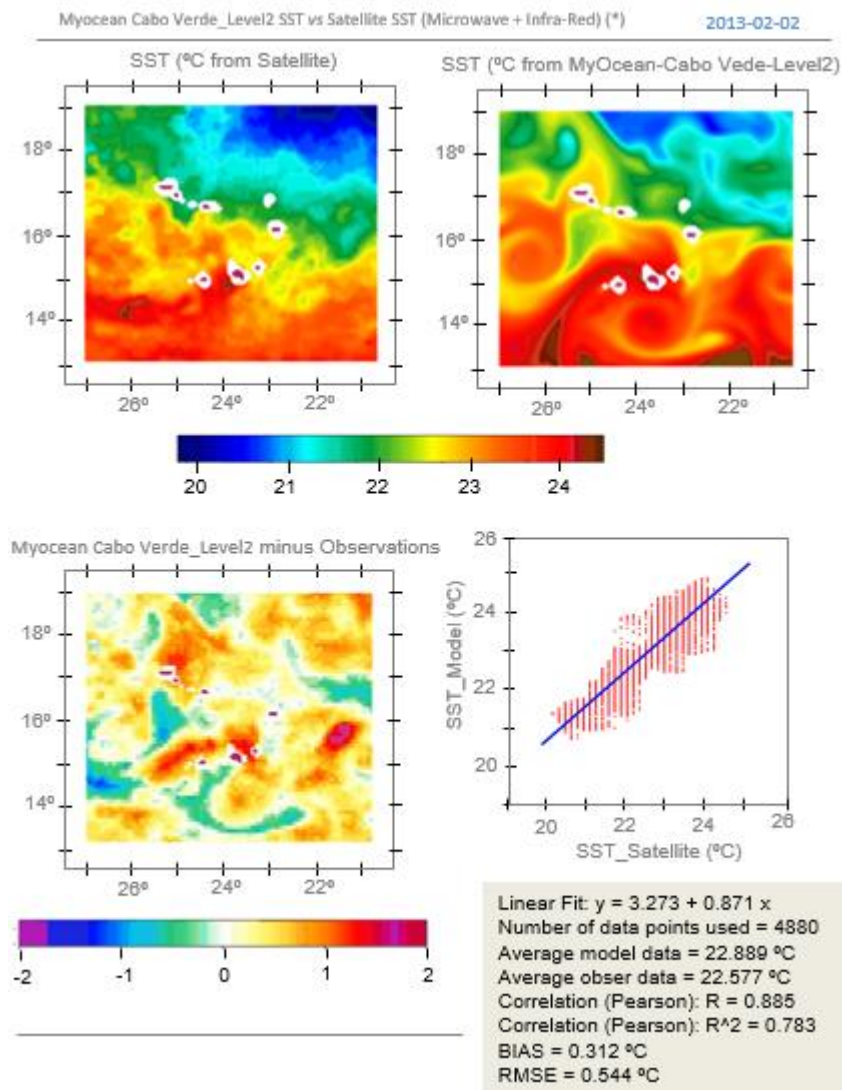
A Figura 11 representa a análise das observações com os resultados do MyOcean da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde para o dia 16 de Janeiro de 2013, às 0 horas. A comparação na figura mostra um coeficiente de correlação de 80.7%, e um enviesamento de 0.359 °C, definida pela diferença entre a média dos resultados do modelo com a média das observações. A figura mostra que em média os resultados do modelo são ligeiramente superiores às observações, embora a diferença seja pouco significativa. Esta conclusão é reforçada pelos resultados do RMSE que é 0.609 °C no qual representa uma maior sensibilidade entre a analogia dos resultados com as observações.





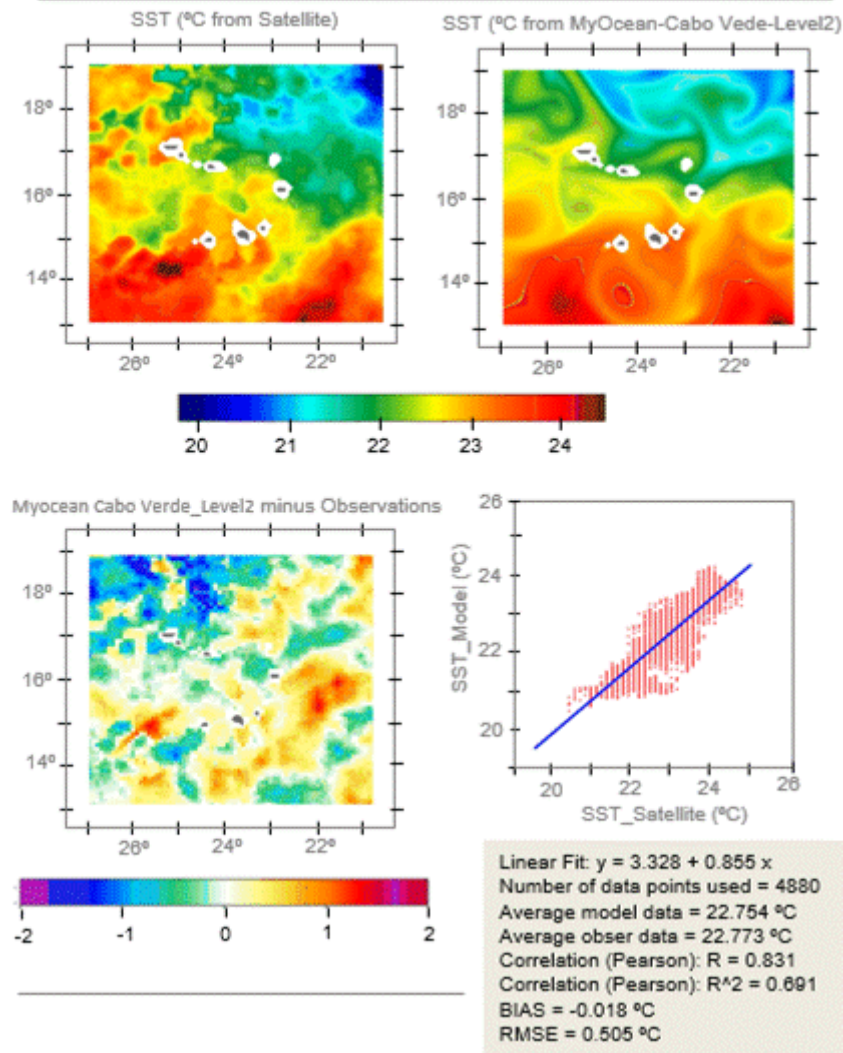
**Figura 11** - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde dos resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 16 de Janeiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

A Figura 12 é idêntica à Figura 11, mas para o dia 2 de Fevereiro de 2013, mostrando propriedades estatísticas muito semelhantes: correlação de 78.3%, enviesamento de 0.312°C e RMSE de 0.544°C. Também aqui o modelo tem uma ligeira tendência para sobrevalorizar a temperatura.



**Figura 12** - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde obtida através das imagens de satélite os resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 2 de Fevereiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

Para o dia 10 de Fevereiro de 2013, Figura 13, o coeficiente de correlação de 69.1% diminuiu ligeiramente, mas o enviesamento e o RMSE são ligeiramente menores (- 0.018°C de 0.505°C respectivamente).



**Figura 13** - Análise comparativa da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde dos resultados do MyOcean, às 0 horas do dia 10 de Fevereiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).



## 5. Validação dos modelos hidrodinâmicos de Cabo Verde

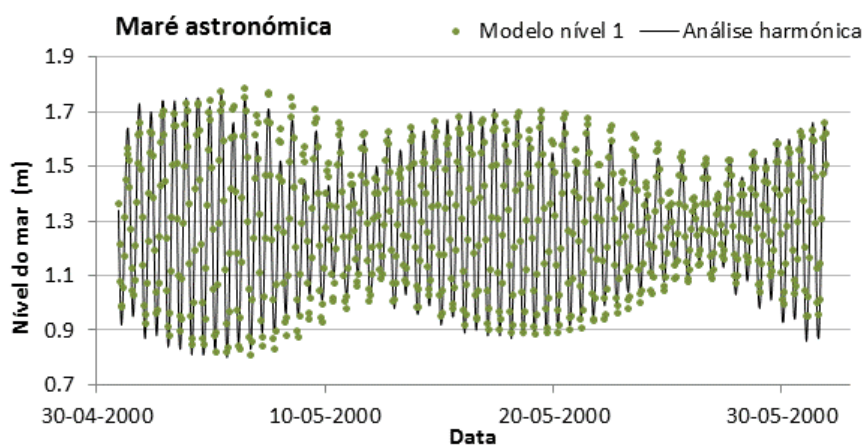
Ao longo deste capítulo será efectuada a validação do modelo hidrodinâmico 2D e do modelo baroclínico 3D, comparando os resultados dos modelos com as observações *in situ*, bóias Argo, imagens de satélite e resultados do MyOcean e do modelo de maré FES2004. Os resultados do modelo 2D e 3D serão analisados à luz de outros estudos científicos descritos para o arquipélago de Cabo Verde.

### 5.1. Validação do modelo hidrodinâmico bidimensional, 2D

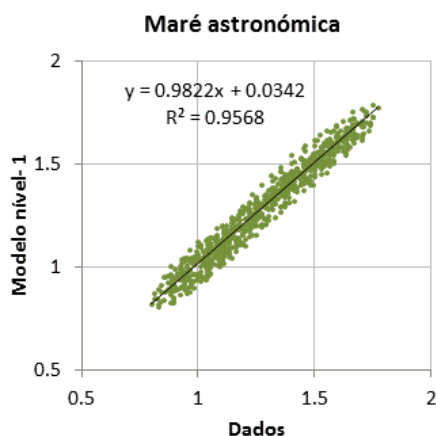
A simulação hidrodinâmica do modelo 2D foi efectuada para um período de 12 meses (2000/01/03 – 2000/12/31). Foram simulados dois cenários, com e sem forçamento atmosférico. O intuito de ter um modelo hidrodinâmico sem as condições meteorológicas (e.g. vento e pressão atmosférica) é poder estudar a maré astronómica, as influências das componentes harmónicas na propagação da maré na região, a velocidade média das correntes (velocidade residual) e os fluxos residuais das correntes. Os resultados apresentados neste documento, para a validação do modelo são do mês de Maio de 2000.

A validação do modelo hidrodinâmico 2D consiste na análise dos resultados da maré e da velocidade média das correntes. Contudo a falta de dados de maré e de velocidade das correntes no arquipélago de Cabo Verde restringiu este trabalho. A maré foi validada sómente num ponto situado no porto da Palmeira, Ilha do Sal. A falta de medidas impossibilitou a validação dos resultados do nível 2 para a ilha de Santiago e do Maio.

A Figura 14 mostra a comparação entre o nível de água do mar das observações reconstruídas usando as componentes harmónicas e os resultados do modelo de maré do modelo 2D. As séries mostram evoluções idênticas, sendo as diferenças comparáveis com as diferenças entre os resultados do FES2004 utilizados para forçar o modelo e as observações apresentadas na Figura 8. A Figura 15 mostra a correlação entre a série temporal dos resultados do modelo e as observações da maré astronómica na superfície livre do porto de Palmeira. O coeficiente de correlação é 95.7%, ligeiramente mais elevado do que a correlação entre as observações e os resultados FES2004. Esta concordância comprova que o modelo está propagando a maré corretamente.

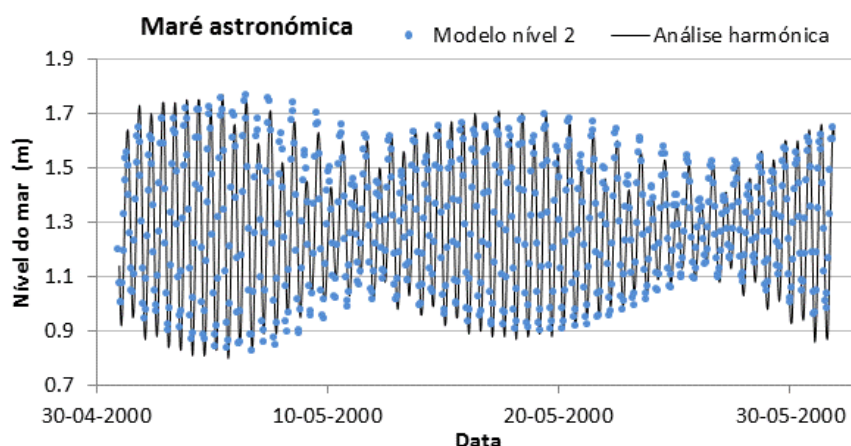


**Figura 14** - Resultados do modelo de maré - nível 1 – e níveis reconstituídos (linha) a partir das componentes harmónicas medidas no Porto da Palmeira.

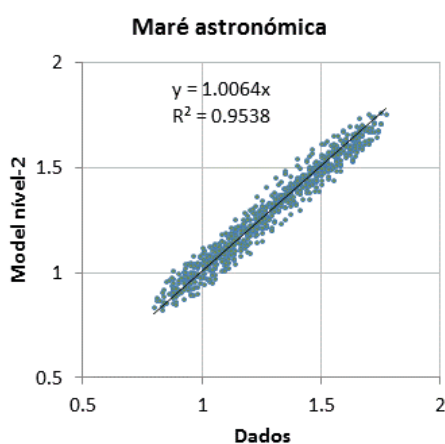


**Figura 15** - Correlação entre resultados do modelo de maré 2D - nível 1 – e níveis reconstituídos a partir das componentes harmónicas observadas em Porto da Palmeira.

A Figura 16 mostra a mesma comparação para os resultados do nível 2, com passo espacial 3 km. As diferenças são idênticas e, portanto, o coeficiente de correlação, Figura 17, também é semelhante (95.4%). Isto mostra que, para obter os níveis de mar correctos, não é necessário ter um modelo de muito alta resolução. Modelos de alta resolução são, de facto, necessários para calcular campos de velocidade de alta resolução, onde as características topográficas podem gerar fortes gradientes de velocidade, com implicações sobre o transporte vertical de nutrientes e produção de clorofila.



**Figura 16** - Representação gráfica da maré astronómica das observações com o modelo 2D de nível 2, Porto da Palmeira, Abril de 2000.



**Figura 17** - Correlação da maré astronómica das observações com o modelo 2D de nível 2, do Porto da Palmeira.

## 5.2. Validação do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D

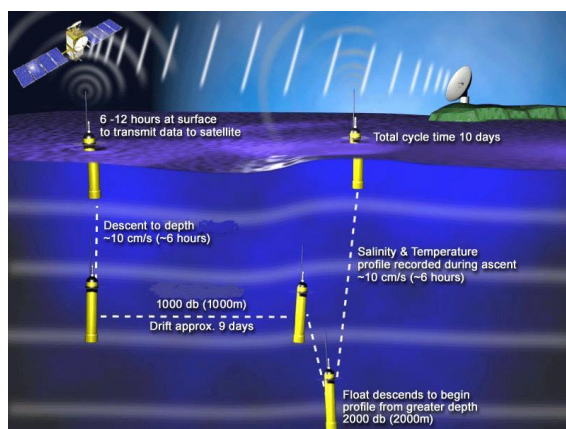
Ao longo desta secção será feita a validação do modelo baroclínico, 3D, através das análises dos resultados do modelo com as observações das bóias Argo, as imagens de satélite e as informações existentes sobre a circulação hidrodinâmica na região. Após validação, o modelo hidrodinâmico baroclínico implementado no arquipélago de Cabo Verde, poderá descrever e identificar diferentes tipos de massas de água e correntes que ocorrem na região. Essas massas de águas poderão ser identificadas com base no fluxo baroclínico que depende da distribuição de densidade da massa de água, tendo em conta a temperatura e salinidade.

### 5.2.1. Bóias Argo

Argo é um sistema de observação composto por cerca de 3600 bóias móveis, a maioria das quais está à deriva nos oceanos a cerca de 2000 metros de profundidade, chamada profundidade de estacionamento, Figura 18. Periodicamente, 10 dias aproximadamente, a bóia argo sobe até à superfície, medindo perfis verticais de condutividade, temperatura e a pressão,



a partir dos quais é possível calcular a salinidade e a densidade da água. As observações são transmitidas via satélite para centros de recolha de informações, localizada na terra, permitindo elaborar estudos científicos dos oceanos ([www.argo.ucsd.edu](http://www.argo.ucsd.edu)).



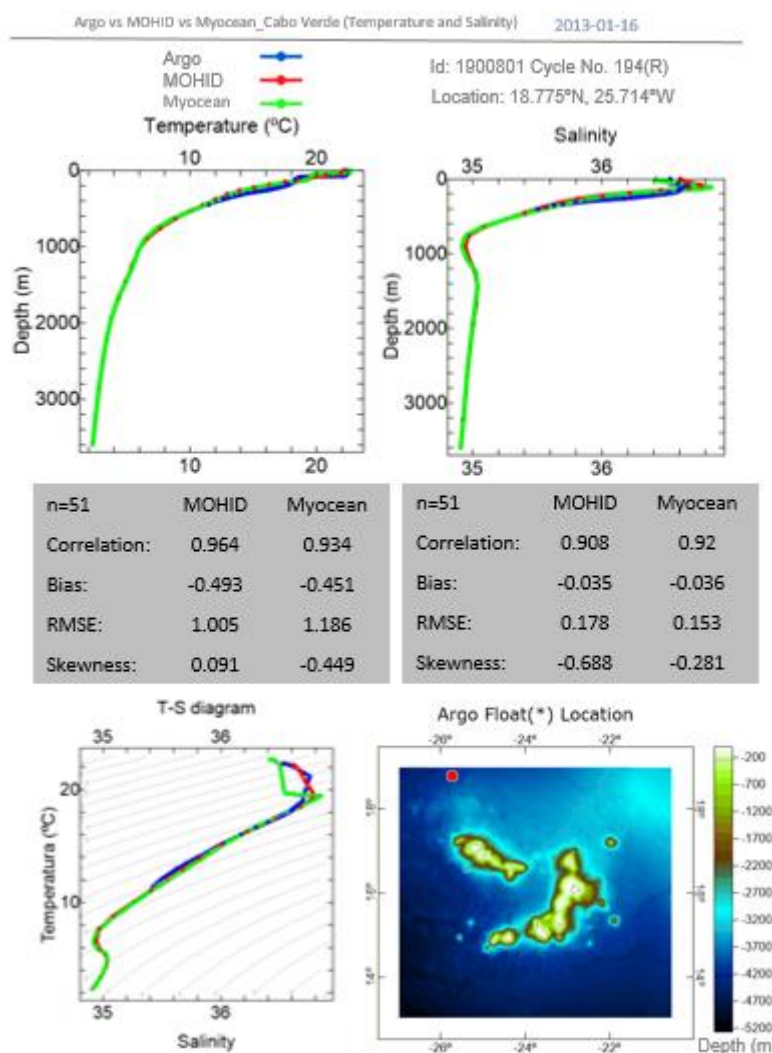
**Figura 18** - Esquema de funcionamento das bóias Argo. [Fonte: <http://www.argo.ucsd.edu/operation>]

Para a análise dos resultados do modelo baroclínico, correspondente ao período de 2 meses Janeiro a Fevereiro, foram utilizadas dados de observações de 4 bóias Argo. Estes dados foram utilizados para a validação dos resultados do modelo baroclínico nesses pontos.

As observações das bóias Argo encontradas no arquipélago de Cabo Verde foram utilizados para a validação do modelo. Ao longo desta secção serão apresentadas as análises da temperatura e salinidade ao longo da coluna de água no domínio do modelo entre as observações das bóias argo, os resultados do modelo baroclínico do MOHID e os resultados do MyOcean entre o mês de Janeiro a Fevereiro de 2013, representadas na Figura 19, Figura 20, Figura 21, e Figura 22.

A Figura 19 apresenta a análise dos resultados do MOHID e do Myocean com as observações da bóia Argo localizada a norte do arquipélago do dia 16 de Janeiro de 2013. Nota-se que os resultados do modelo baroclínico estão em concordância com as observações e com os resultados do modelo MyOcean. A concordância dos resultados do MOHID com as observações de temperatura é ligeiramente superior à do modelo MyOcean, com o coeficiente de correlação de 96.4% para o MOHID e 93.4% para o MyOcean. Esta afirmação é confirmada pelo valor de RMSE que é menor entre as observações e o modelo MOHID (1.005 °C), do que a do MyOcean (1.186 °C). Em relação à salinidade os resultados do modelo MOHID são ligeiramente inferiores na concordância com as observações (90.8%), em relação aos resultados do MyOcean com as observações (92.0%). No entanto esta diferença não é significativa e ambos os modelos apresentam uma boa concordância com as observações, os resultados do modelo MOHID para a salinidade apresentam um enviesamento de -0.035 e RMSE de 0.178 e para o MyOcean com um enviesamento de -0.036 e RMSE de 0.178.



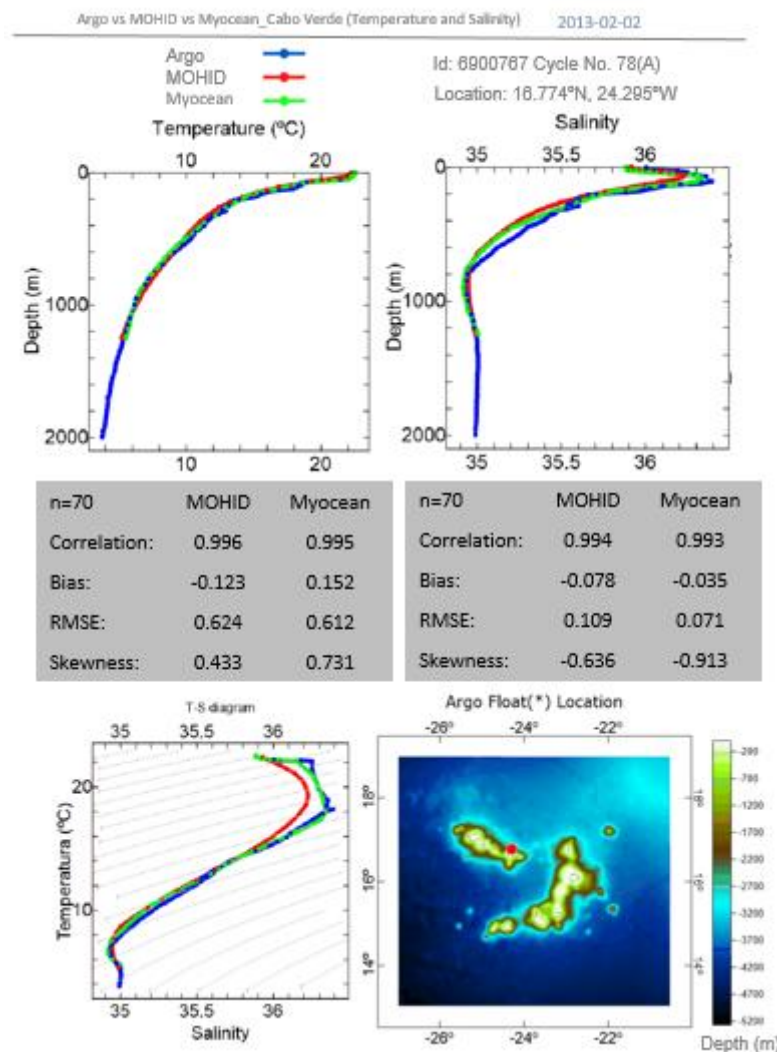


**Figura 19** - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 10 horas e 20 minutos do dia 16 de Janeiro de 2013. (\*) "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programmes that contribute to it. (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".

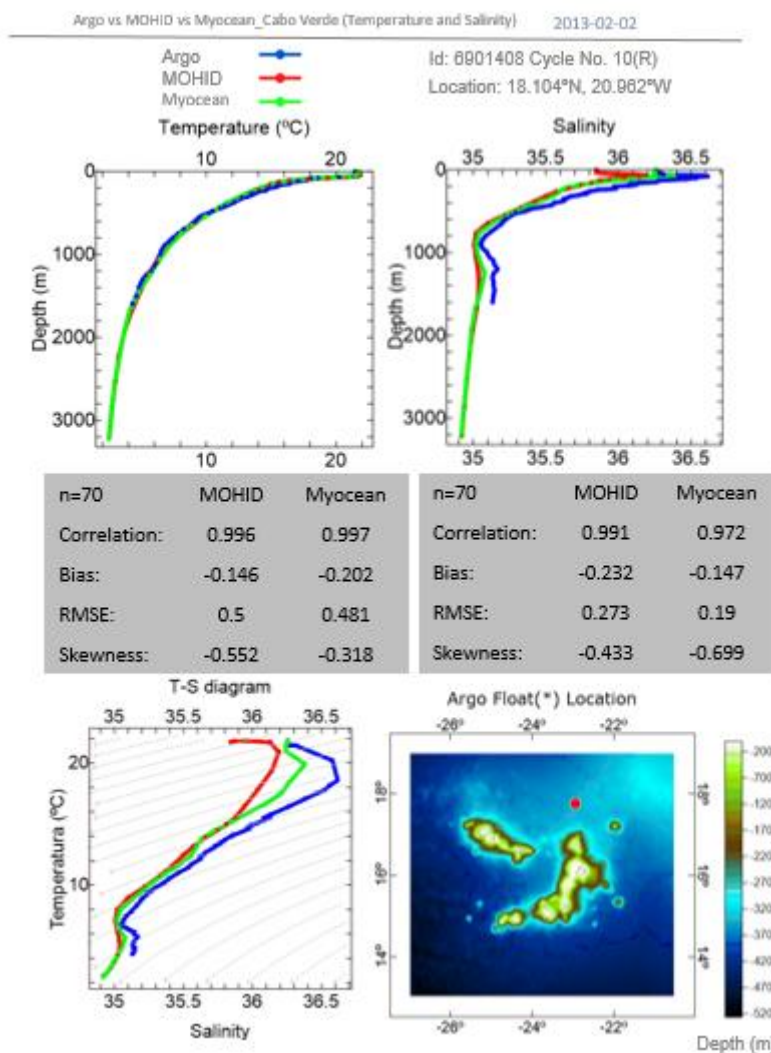
A Figura 20 e Figura 21, apresentam comparações entre os resultados do modelo MOHID, do modelo MyOcean e as observações das duas bóias encontradas a norte da Ilha de São Nicolau, às 8 horas e 58 minutos, e a norte da Ilha do Sal, às 9 horas e 43 minutos, respetivamente, do dia 2 de Fevereiro de 2013.

Analisando os resultados com as observações da bóia Argo, (Figura 20), ambos os resultados (MOHID e MyOcean) apresentam excelente concordância com as observações, em que os resultados do modelo MOHID apresentam uma correlação de 99.6% em relação a temperatura e de 99.4% para a salinidade. Os resultados do MyOcean apresentam uma correlação de 99.5% para temperatura e 99.3% para a salinidade. Em relação a análise dos resultados com as observações da bóia (Figura 21), os modelos apresentam excelentes resultados comparados com as observações, em que os resultados do modelo MOHID com uma correlação de 99.6% em relação a temperatura e 99.1% para a salinidade. Os resultados do MyOcean apresentam uma correlação de 99.7% para temperatura e 97.2% para a salinidade.

Os resultados do modelo MOHID para temperatura e salinidade, são representativos tendo uma boa aproximação com as observações das duas bóias Argo. Há uma discrepância dos resultados do modelo em relação à salinidade, que é mais visível na Figura 21 no gráfico de salinidade e no diagrama T-S. No entanto isto não implica a validação dos resultados do modelo para esses pontos.

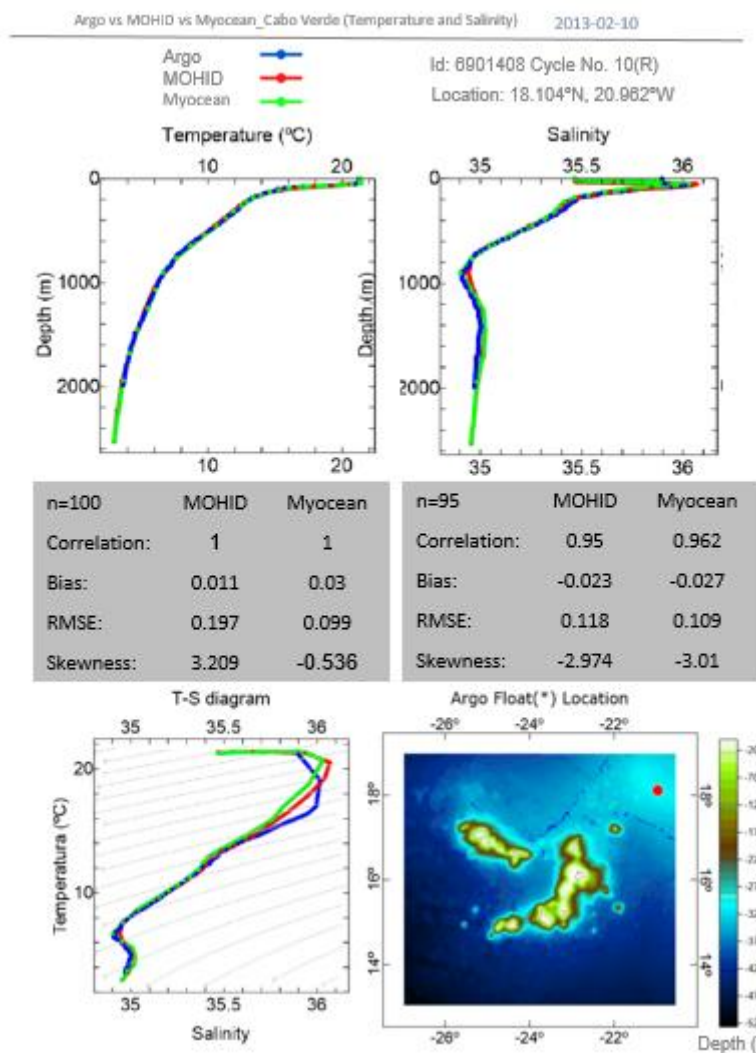


**Figura 20** - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 08 horas e 58 minutos do dia 02 de Fevereiro de 2013. "These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System".



**Figura 21** - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 09 horas e 43 minutos do dia 02 de Fevereiro de 2013. “These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programmes that contribute to it. (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System”.

A Figura 22 apresenta a comparação dos resultados do MOHID e MyOcean com observações da bóia Argo encontrada a nordeste do arquipélago do dia 10 de Fevereiro de 2013. Foi encontrada uma excelente concordância entre os resultados do MOHID com as observações, com o coeficiente de correlação da temperatura 100% e salinidade 95.0%, em que o enviesamento é de 0.011°C para a temperatura e -0.023 para a salinidade. Nota-se que, em média, a diferença é insignificante entre os resultados do modelo baroclínico com as observações, apenas há uma ligeira diferença da salinidade na camada superficial, nos primeiros 20 metros, o que pode ser mais notório no gráfico T-S.



**Figura 22** - Comparação entre os resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações das bóias Argo na região de Cabo Verde, às 21 horas 42 minutos do dia 10 de Fevereiro de 2013. “These data were collected and made freely available by the International Argo Project and the national programs that contribute to it. (<http://www.argo.ucsd.edu>, <http://argo.jcommops.org>). Argo is a plot of the Global Ocean Observing System”.

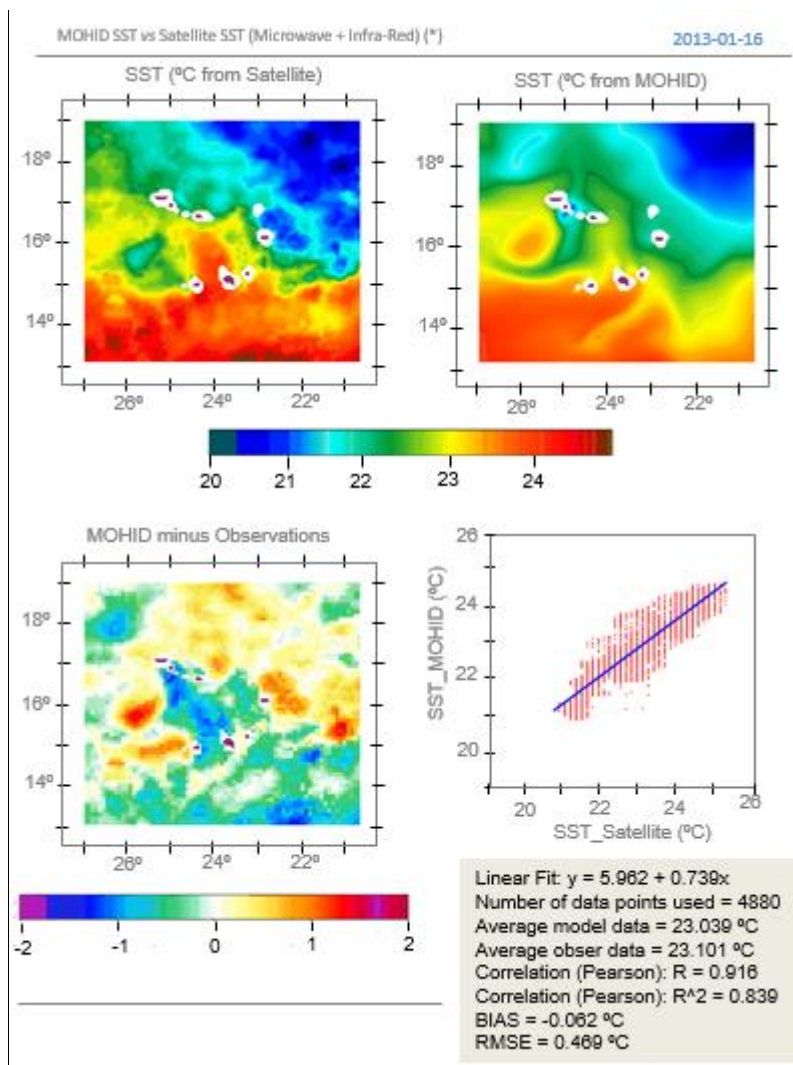
Os resultados obtidos pelo modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, para a temperatura e a salinidade para os pontos analisados estão em concordância com as observações das bóias Argo e são representativos para a validação do modelo em relação à temperatura e salinidade ao longo da coluna de água.

### 5.2.2. Resultados do modelo vs. Observações dos satélites (SST)

Nesta secção é apresentada a análise de comparação dos resultados do modelo hidrodinâmico baroclínico, 3D, com as observações da temperatura superficial do oceano na região de Cabo verde através de satélite.

A Figura 23 representa a comparação da temperatura superficial entre os resultados do modelo com as observações dos satélites para o dia 16 de Janeiro de 2013. Note-se um coeficiente de correlação de 83.9%, com um enviesamento de - 0.062°C e RMSE de 0.469°C. Para este instante do tempo os resultados do modelo estão em concordância com as observações. A

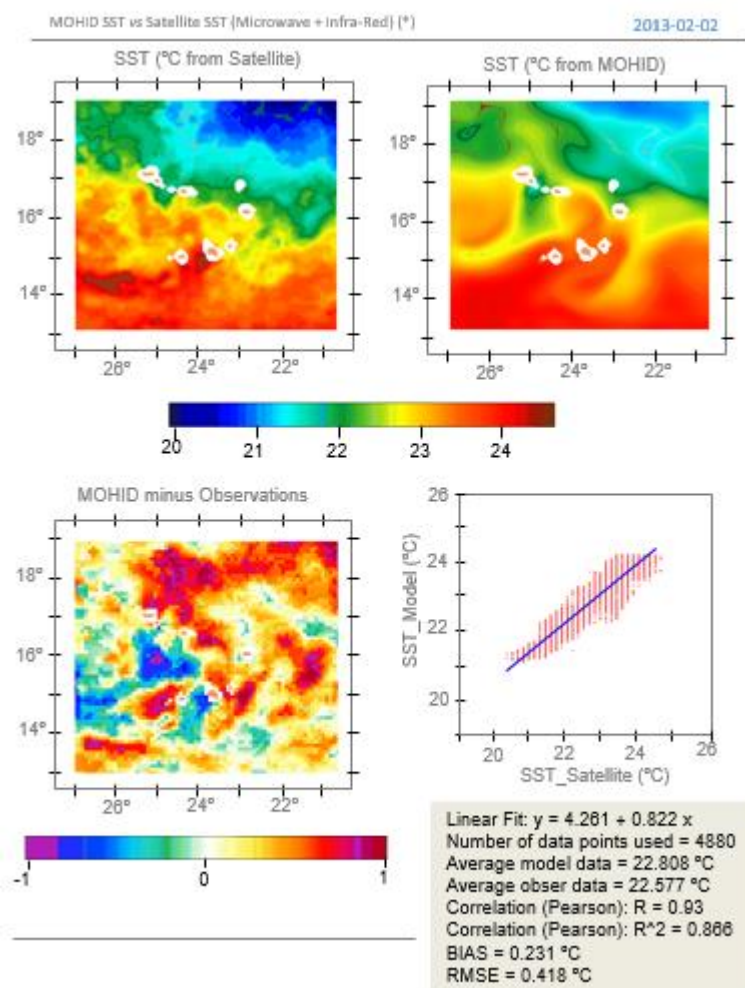
diferença entre as médias dos resultados do modelo com as observações são insignificativas, representada pelo enviesamento, para região como o oceano em que os resultados do modelo são, em média, ligeiramente superiores do que as observações das satélites no nordeste do aquipélago e ligeiramente inferiores no sul, visível no mapa de MOHID minus Observations.



**Figura 23** - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 16 de Janeiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

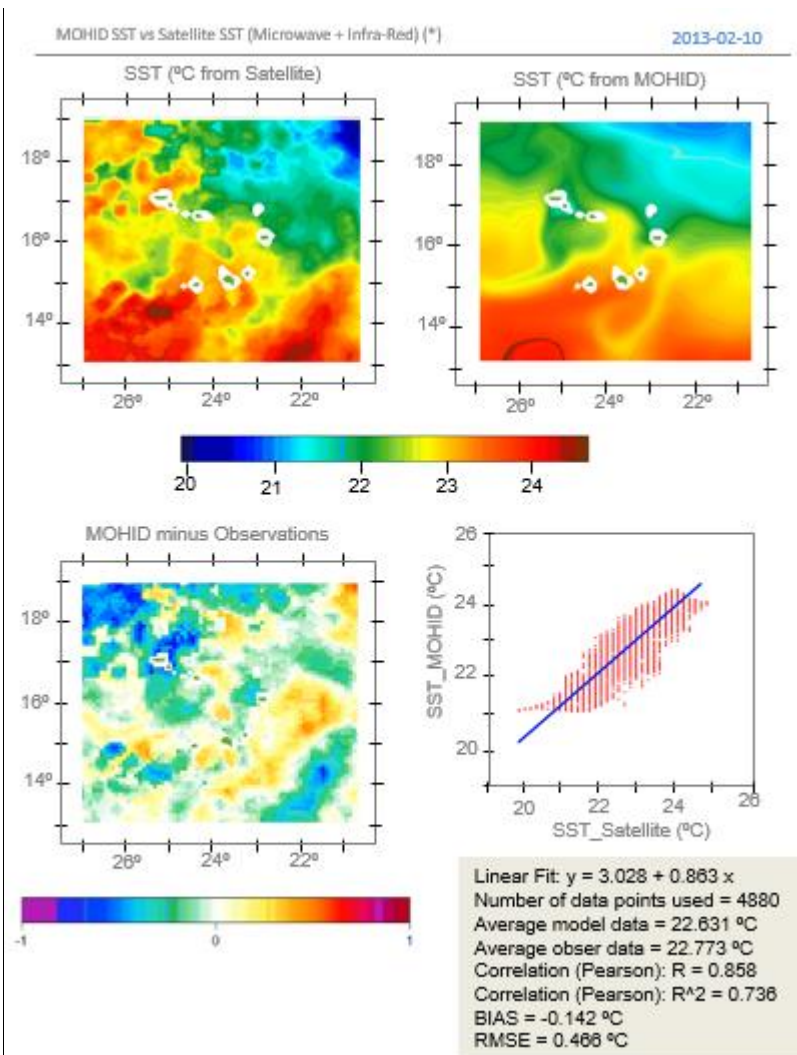
A Figura 24 apresenta a comparação da temperatura superficial do modelo com as observações de satélite para o dia 02 de Fevereiro de 2013. Note-se um coeficiente de correlação de 86.6%, com um enviesamento de 0.231 °C e RMSE de 0.418 °C. A diferença entre as médias dos resultados do modelo com as observações não é significativa. Os resultados do modelo, em média, são ligeiramente superiores do que as observações das satélites no nordeste do aquipélago e ligeiramente inferiores no sul.





**Figura 24** - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 02 de Fevereiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

A Figura 25 apresenta a comparação da temperatura superficial dos resultados do modelo com os dados das imagens de satélites para o dia 10 de Fevereiro de 2013. Apresenta o coeficiente de correlação de 86.6%, com um enviesamento de -0.142 °C e RMSE de 0.466 °C. A diferença entre as médias dos resultados do modelo com as observações é pouco significativa. A média dos resultados do modelo é ligeiramente inferior à das observações, como se pode ver no mapa “MOHID minus Observations”.



**Figura 25** - Análise da temperatura superficial do oceano no arquipélago de Cabo Verde, entre o resultado do modelo 3D com as observações das satélites, à 0 hora do dia 10 de Fevereiro de 2013. (\*): Microwave OI SST data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by National Oceanographic Partnership Program (NOPP) the NASA Earth Science Physical Oceanography Program. Data are available at [www.remss.com](http://www.remss.com).

Note-se que os resultados do modelo apresentam características de temperatura idênticas às das observações e concordantes com outros estudos encontrados (DGA, 2004). A nordeste do arquipélago a temperatura é inferior a outros locais da região, o que é uma consequência da corrente fria das Canárias. E ao sul do arquipélago a temperatura é mais alta devido às correntes do norte do Equador. A zona de mistura tem a mesma localização nos resultados do modelo e nas observações. A comparação mostra que a diferença entre as médias dos resultados com as observações dos satélites é pequena, não ultrapassando 1 °C.





## 6. Análise e discussão dos resultados

Ao longo deste capítulo será efectuada a análises dos resultados obtidos pelo modelo hidrodinâmico 2D, com e sem a influência das condições meteorológicas, e do hidrodinâmico baroclínico, 3D.

### 6.1. Caraterização oceanográfica da área de estudo com os resultados do modelo 2D

Ao longo desta secção serão apresentados e analisados os resultados obtidos pelo modelo hidrodinâmico 2D implementado para o arquipélago de Cabo Verde. A análise dos resultados deste modelo permitiu obter as caraterísticas gerais da maré (ex.: as principais componentes da maré), a velocidade média das correntes, o fluxo residual em torno das ilhas, a modificação de fluxo pelo vento e a influência das condições atmosféricas sobre a maré e sobre a velocidade médias das correntes.

#### 6.1.1. Análise espacial dos principais constituintes de maré

A análise das séries temporais da maré no porto Palmeira mostrou que o modelo FES2004 é bom o suficiente para especificar a maré nos limites do modelo e que MOHID é bom o suficiente para simular a propagação da maré dentro do domínio de modelação, desta forma os seus resultados podem ser usados para descrever a propagação da maré. Nesta secção, a análise espacial das principais componentes da maré ( $M_2$ ,  $S_2$  e  $N_2$ ) será realizada utilizando os resultados do modelo. A Figura 26, Figura 27 e Figura 28 representam os mapas das amplitudes e fase das componentes da maré em análise.

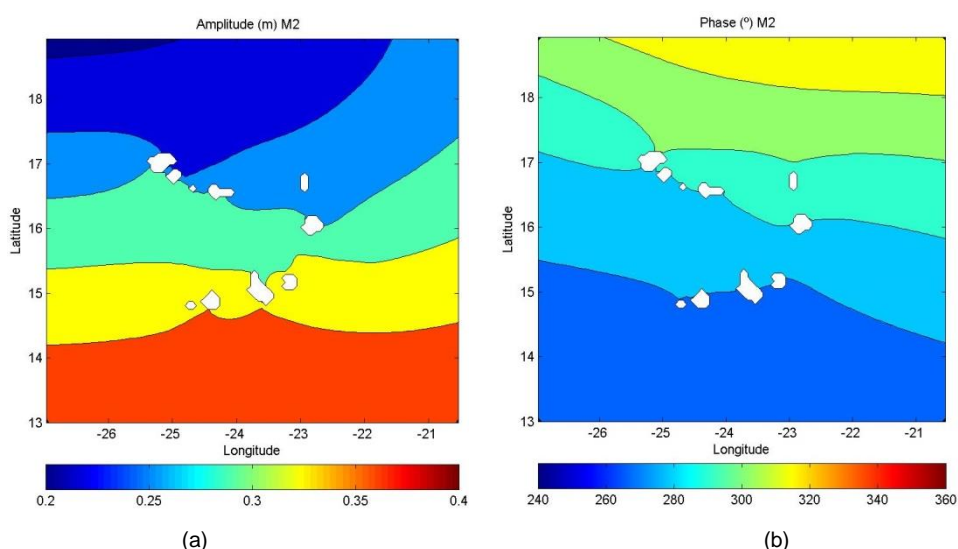


Figura 26 - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) Cabo Verde para a componente  $M_2$ .

Os resultados mostram que os três componentes da maré semi-diurna ( $M_2$ ,  $S_2$  e  $N_2$ ) propagam-se para norte e que as ilhas desempenham um papel importante na propagação destas componentes, distorcendo as isolinhas e criando regiões de maior gradiente e, portanto,

regiões de aumento de velocidade. A amplitude da  $M_2$  varia entre 0.4 m ao sul e 0.24 m ao norte e a fase varia entre  $270^\circ$  e  $310^\circ$ . Em geral, a amplitude da componente de maré  $N_2$  e  $S_2$  mostram um aumento de norte para sul, de acordo com a literatura (Lyiard et al., 2006). As componentes  $N_2$  e  $S_2$  mostram pequenas variações na amplitude, variando entre 0.1 m e 0.15 m para a  $S_2$ , e entre 0.05 m e 0.1 m para a  $N_2$ . São observadas mudanças na amplitude nas zonas de transição em que a morfologia e as variações de profundidade ocorrerem devido à presença das ilhas.

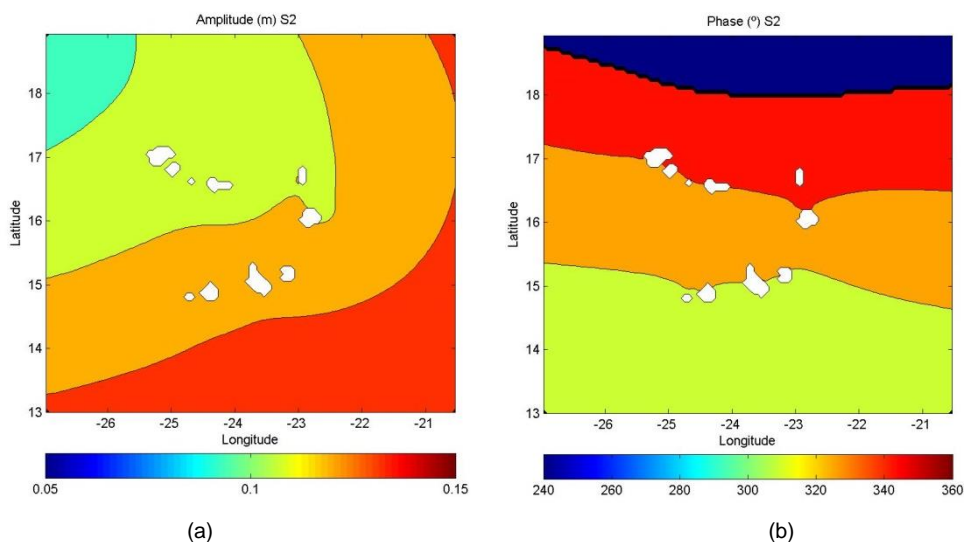


Figura 27 - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) em Cabo Verde para a componente  $S_2$ .

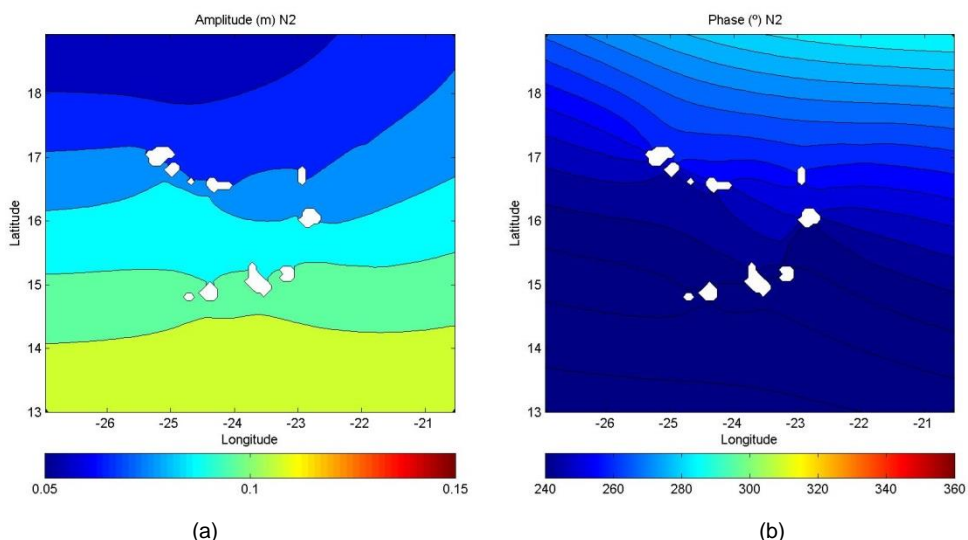
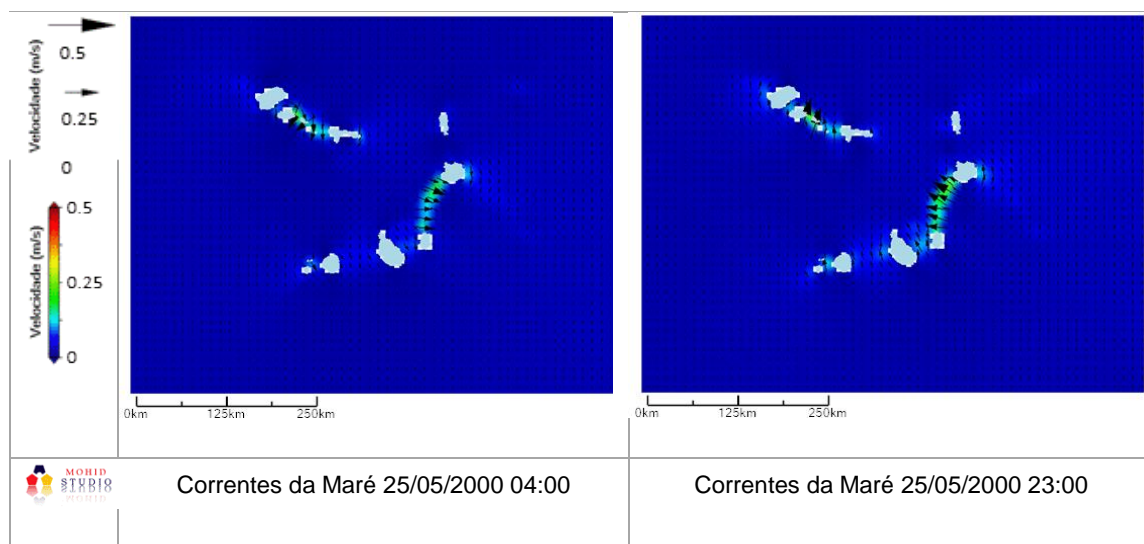


Figura 28 - Mapas de co-corrente (a) e co-fase (b) em Cabo Verde para a componente  $N_2$ .

### 6.1.2. Circulação de maré

A Figura 29 (a e b) mostra duas situações de enchente (a) e vazante (b) máxima da corrente para o dia 25 de Maio de 2000. O fluxo das marés tem uma orientação norte-sul e as ilhas comportam-se como barreiras ao fluxo, induzindo velocidades mais elevadas nos canais entre as ilhas e sobre os extremos dos grupos de ilhas. Nos canais entre as ilhas observam-se

velocidades máximas da ordem de 30 cm/s. Fora do efeito barreira das ilhas o fluxo apresenta menor velocidade, da ordem de 5 cm/s. Este padrão de fluxo mostra que as ilhas têm um papel importante na circulação local e que perto da costa a maré deve ser considerada nos estudos de circulação. A forte aceleração do fluxo registado na vizinhança das ilhas induz efeitos não lineares importantes, com forte contributo da força de Coriolis. Consequentemente, são espectáveis nestas zonas fortes correntes residuais com tendência para uma circulação num sentido anticiclónica devido à força de Coriolis.

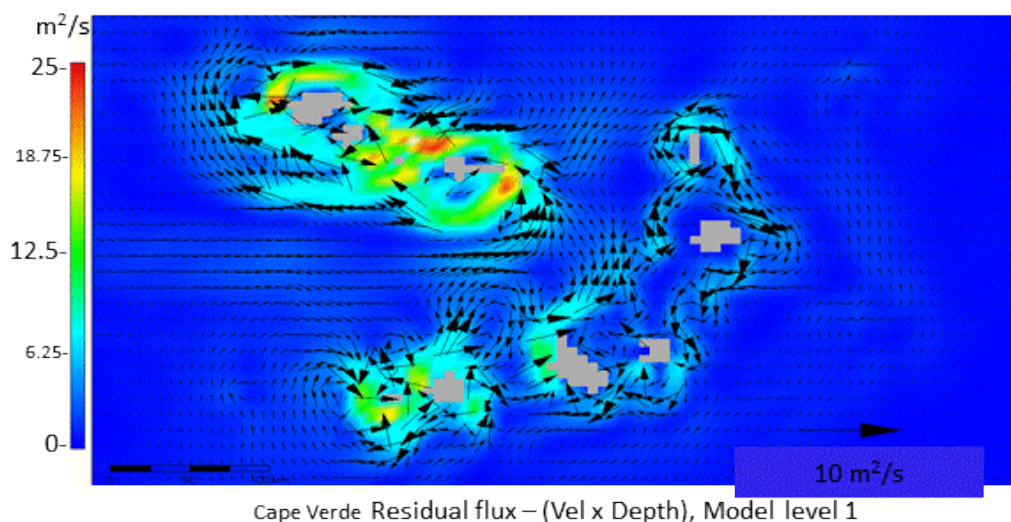


**Figura 29** - Correntes da maré no arquipélago de Cabo Verde (máximo da escala 0.3 m/s) em enchente e vazante no dia 25 de Maio de 2000.

### 6.1.3. Circulação residual da velocidade média

A velocidade residual é a média da velocidade transiente em cada ponto e contabiliza os efeitos não lineares, o que resulta dos termos advectivos e das condições de atrito. O termo de Coriolis na presença de uma barreira sólida também gera um fluxo residual. No oceano profundo, a advecção e atrito são secundárias e consequentemente as velocidades residuais são muito fracas. No entanto em torno de ilhas todos os termos não-lineares tornam-se mais importantes. Os termos advectivos tendem a gerar vórtices no lado de trás da ilha, quando a água deixa a ilha. Estes turbilhões mesmo que não sejam visíveis no fluxo transiente, tendem a existir no fluxo residual já que a força de inércia não está presente quando o fluxo se aproxima da ilha. Como consequência, em torno de uma ilha num fluxo de corrente oscilante, a advecção e o atrito promovem a presença de vórtices, dois de cada lado da ilha. Este efeito é ilustrado por Pingree e Maddock (1980). Na presença de rotação da Terra o efeito de Coriolis gera uma rotação (anticiclônica no hemisfério norte) em torno da ilha, que modula a quatro - vórtices de fluxo, aumentando a velocidade residual em dois remoinhos, ciclones, diametralmente opostos e diminuindo-os nos remoinhos intermediários, anticiclones. A presença deste fluxo de rotação também provocado pela maré já foi apontada por Huthnance (1973).

A Figura 30 mostra o fluxo residual calculado para os resultados do modelo de nível 1 e onde é visível o fluxo anticiclónico em torno das ilhas. Este fluxo é bem visível em torno das Ilhas de Barlavento, no norte do arquipélago, mostrando que neste grupo de ilhas o efeito Coriolis é o principal mecanismo de geração de fluxo residual. No mesmo grupo também é visível a presença de velocidades mais elevadas nos cantos de noroeste e sudeste, o que sugere que os termos advectivos e de fricção também contribuem para o fluxo residual. A maioria das ilhas do sul apresentam um padrão de fluxo residual mais complexo, consequência de um fluxo de maré mais complexo.



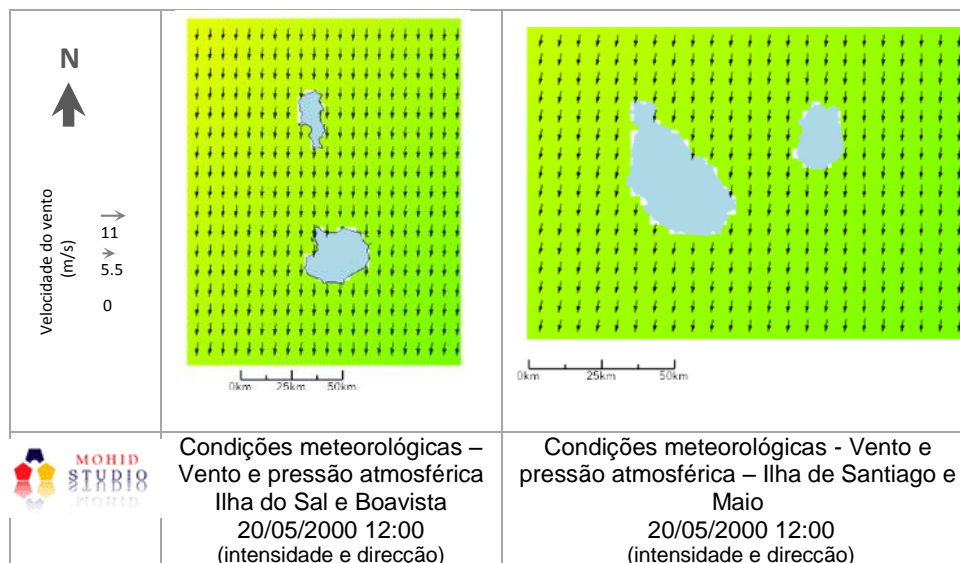
**Figura 30** - Velocidade residual no modelo de nível 1. É clara a tendência para a existência de um escoamento anticiclónico em torno das ilhas.

#### 6.1.4. Interferência das condições meteorológicas

A circulação atmosférica atua na superfície oceânica interferindo na elevação do nível do mar. A interação entre o vento e a superfície do mar gera atrito, tensão do vento, sobre a superfície do mar, dando origem a correntes superficiais, ondas gravíticas e circulação horizontal das correntes.

A avaliação qualitativa e quantitativa do efeito das condições meteorológicas nos resultados do modelo foram realizados considerando os cenários com e sem o forçamento atmosférica. As diferenças entre os resultados dos dois cenários foram usados para avaliar qualitativamente o efeito do forçamento atmosférico nos resultados do modelo Nível 2. A Figura 31 (a e b) apresenta as condições meteorológicas impostas nos modelos encaixados, nível 2, para a ilha de Sal e da Boavista (a) e ilha de Santiago e Maio (b) com o campo de velocidade de vento (setas) e o campo da pressão (cor) para o dia 20 de maio de 2000 às 12h. A figura mostra ventos de norte com uma velocidade máxima da ordem de 10.65 m/s e uma pressão atmosférica que diminui noroeste para sudeste. Estes padrões de vento correspondem aos padrões de vento identificados no "Livro Branco sobre o Estado do Ambiente em Cabo Verde"

(2004) como um campo de vento típico. A intensidade do vento obtida é da mesma ordem de grandeza da identificada como sendo típico do local.



**Figura 31** - Forçamento meteorológico, vento (vetor) imposto aos modelos nível 2, no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas. A cor representa a pressão atmosférica que nesta figura é aproximadamente 101 000 a 102000 Pa (Pascal).

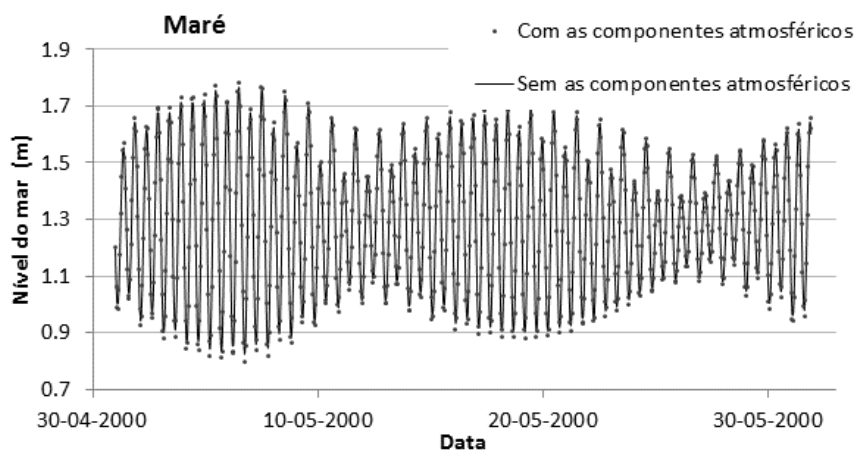
A Figura 32 compara séries temporais de níveis obtidos nas simulações com e sem o forçamento do vento. Para comparar os resultados obtidos com e sem as componentes atmosféricas calculou-se o Erro Absoluto Médio ( $EAM$ ) através da equação:

$$EAM = \frac{\sum_{t=1}^n |\eta_{com\_atmos} - \eta_{sem\_atmos}|}{n}$$

Equação 21

em que o  $n$  é dos resultados dos cenários analisados.

A comparação mostra que para este ponto do domínio a inclusão do forçamento atmosférico tem um desvio do Erro Absoluto Médio na ordem de 1 cm. A análise da distribuição espacial do nível (Figura 33 (a) e Figura 34 (a)) mostram diferenças da ordem de 3 cm, para o dia 20 de Maio de 2000, entre as simulações com e sem forçamento atmosférico.



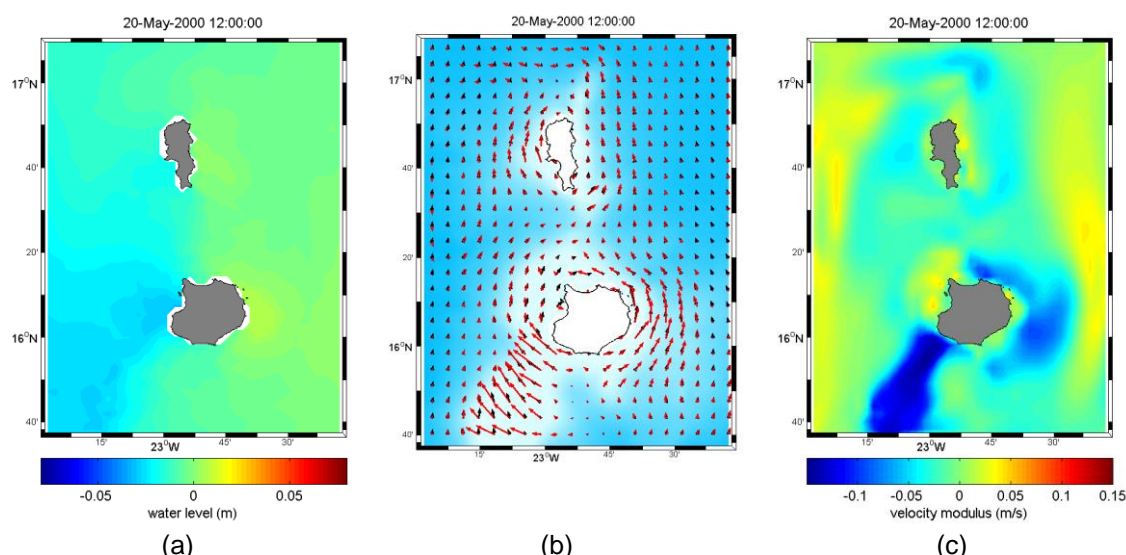
**Figura 32** - Resultados da elevação da maré com (pontos) e sem (linha) forçamento meteorológico, Porto da Palmeira, May de 2000.

A comparação do campo de velocidade para os cenários com e sem condições meteorológicas é apresentada na Figura 33 (b e c) e Figura 34 (b e c). As setas pretas representam a velocidade obtida considerando o forçamento atmosférico e as setas vermelhas representam a velocidade obtida sem o forçamento atmosférico. Os resultados mostram que não existe uma diferença significativa na intensidade e direcção das correntes nos dois cenários. Este efeito é reforçado, perto da costa, como seria de esperar, devido ao maior efeito do vento nas áreas menos profundas.

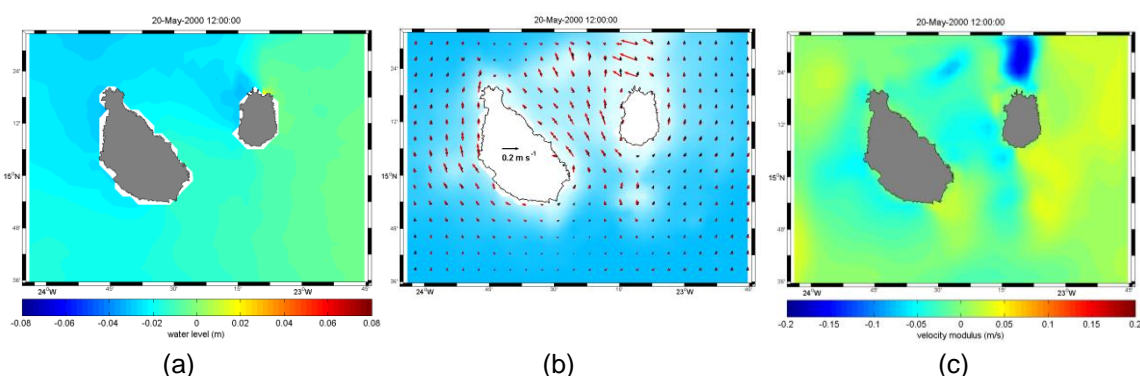
Tomando a ilha da Boavista com um exemplo, observa-se o efeito das ilhas nas correntes entre a costa Oeste e Este, Figura 33 (b), resultante da combinação entre a velocidade geostrófica, a velocidade ageostrofica e a velocidade à superfície devido ao vento proveniente do Nordeste há um aumento da velocidade da corrente que contorna a ilha. Na parte Sudoeste da ilha da Boavista, entre o canal das ilhas, há um aumento da velocidade das correntes quando é imposta o forçamento atmosférico, Figura 33 (c), pelo fato de o vento ter uma maior influência nas zonas rasas. Nota-se também que devido à influência do vento, há um aumento do nível do mar exercida pelo downwelling na parte Este da ilha e uma diminuição do nível na parte Oeste da ilha pelo efeito de upwelling neste lado da ilha, Figura 33 (a).

Em suma a diferença da velocidade máxima da corrente entre os dois cenários é de cerca de 0.15 m/s, nas regiões menos profundassuperficiais. Nas regiões mais profundas as diferenças são pequenas. É observável o efeito do vento nas elevações, Figura 33 (a) e Figura 34 (a), sendo o vento predominante proveniente de Nordeste nota-se uma maior elevação do nível do mar a Este das ilhas (mais visível na ilha do Sal, Boavista e Maio). Estas elevações são causada pelo impulsionamento do vento em direcção à costa originando uma subsidência das águas superficiais perto da costa, downwelling do lado Este das ilhas. Na parte Oeste das ilhas o vento impulsiona as massas de água superficial para longe da costa, upwelling, diminuindo assim o nível do mar perto da costa a Oeste das ilhas.





**Figura 33** - Comparação da solução com e sem as condições meteorológica na região da ilha do Sal e Boavista no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas: (a) diferença de níveis (b) vectores velocidade (preto com e vermelho sem forçamento atmosférico); (c) diferença do módulo.



**Figura 34** - Comparação da solução com e sem as condições meteorológica na região das ilhas de Maio e de Santiago Boavista no dia 20 de Maio de 2000 às 12 horas: (a) diferença de níveis (b) vectores velocidade (preto com e vermelho sem forçamento atmosférico); (c) diferença do módulo da velocidade.

Globalmente, os resultados mostram que as condições meteorológicas são um importante mecanismo gerador de velocidade na região. Associado à estratificação da densidade vertical, a sua importância deverá ser ainda maior, uma vez que será responsável pelos eventos de ressurgência e subsidência ao redor das ilhas.

## 6.2. Caraterização oceanográfica da área de estudo com os resultados do modelo 3D

As correntes oceânicas resultam da interação das diversas forças que atuam sobre a massa de água no oceano. As correntes de densidade resultam da diferença de densidade resultante dos gradientes de temperatura e salinidade originando a diferença de pressão. A diferença de pressão e o movimento da rotação da terra causa o deslocamento da massa de água, que no hemisfério norte desloca-se para a direita e no hemisfério sul para a esquerda. As correntes superficiais abrangem a força de pressão e a força de atrito resultantes da interação do vento com a superfície do oceano provocando o deslocamento da camada superficial da massa de

água e originando correntes. A intensidade do deslocamento da água diminui com a profundidade.

Nesta secção serão mostrados resultados do modelo 3D incluindo a velocidade das correntes superficiais e do fundo, a estratificação da velocidade, a temperatura e a salinidade ao longo de uma secção longitudinal I (Norte, Sul da Ilha do Sal) e pontuais, Tabela 4, referidas na secção da metodologia.

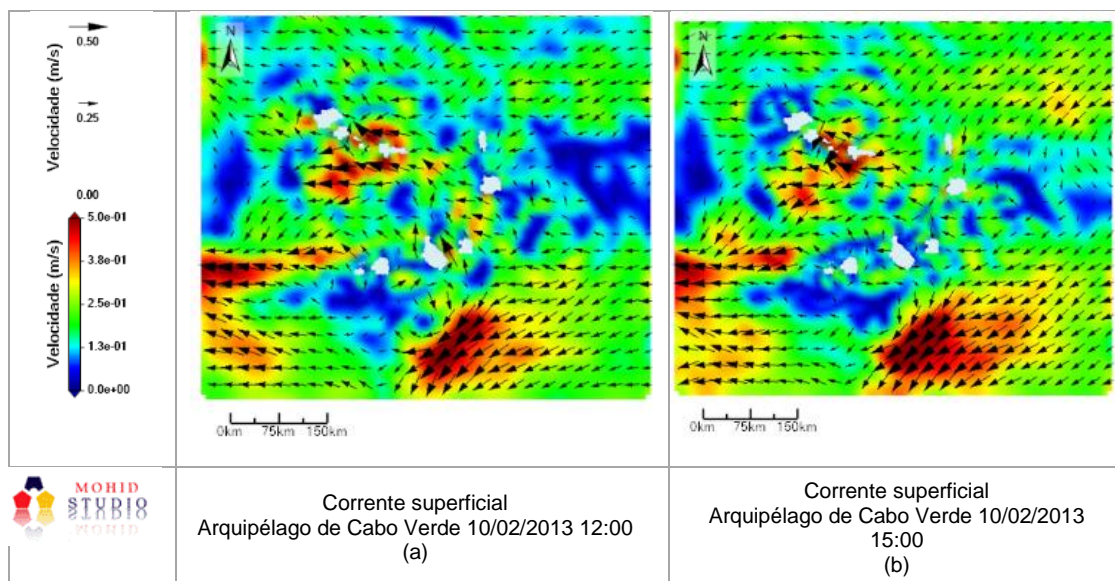
**Tabela 4** – Coordenadas geográfica (Lat.; Long.), dos pontos em análises dos resultados no domínio do modelo.

	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
NOROESTE (NO)	17.984	-25.790
NORDESTE (NE)	17.984	-22.180
SUDOESTE (SO)	14.050	-25.790
SUDESTE (SE)	14.050	-22.180

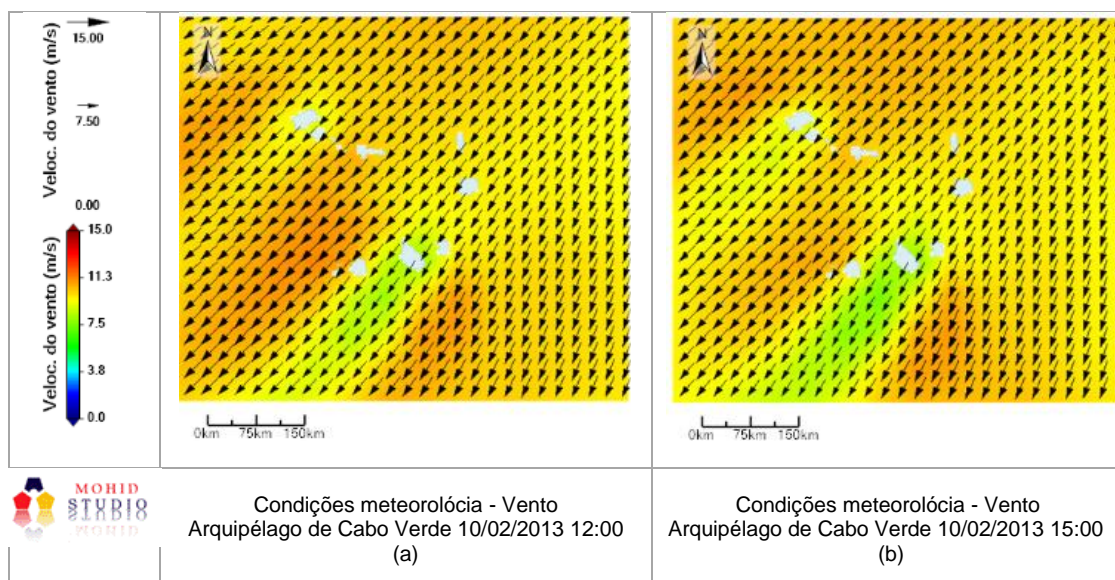
#### **6.2.1. Velocidade das correntes instantâneas**

A Figura 35 (a e b) apresenta dois instantes da velocidade das correntes superficiais no dia 10 de Fevereiro de 2013, às 12 e 15 horas. Nota-se que para estes instantes, de um modo geral, o fluxo das correntes superficiais têm uma orientação de nordeste - oeste. Tal como foi referido anteriormente na secção '6.1.2. Circulação da maré', as ilhas comportam-se como barreiras ao fluxo induzindo velocidades mais altas nos canais entre as ilhas e sobre os extremos dos grupos de ilhas. As velocidades máximas são da ordem de 50 cm/s nos canais entre a ilha de São Vicente, Santa Luzia e São Nicolau. Estes canais são mais estreitos, tendo em conta o corte transversal, em que a velocidade aumenta de forma a equilibrar a perda de largura e de profundidade nos canais. Também existem velocidades elevadas nas regiões a sul e sudoeste do arquipélago, que pode ser consequência da intensidade dos ventos, Figura 36.



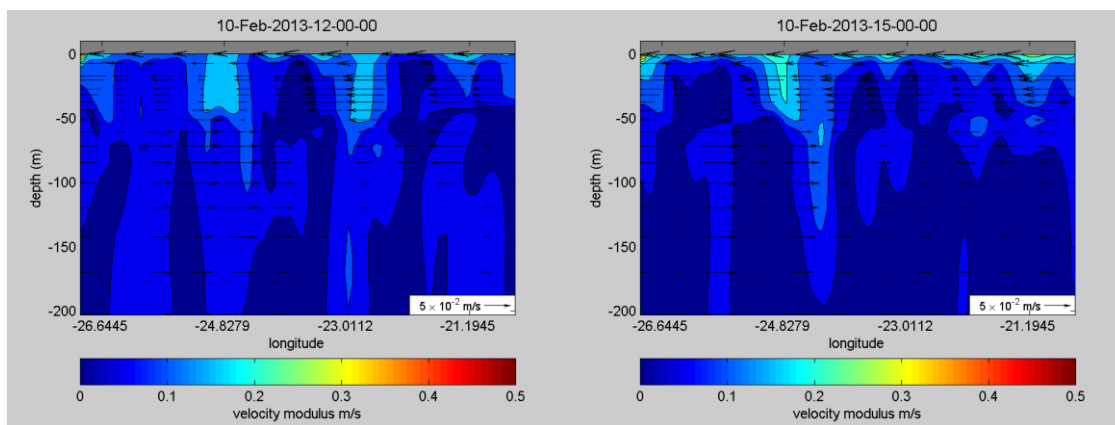


**Figura 35** – Perfil horizontal da velocidade das correntes superficiais no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

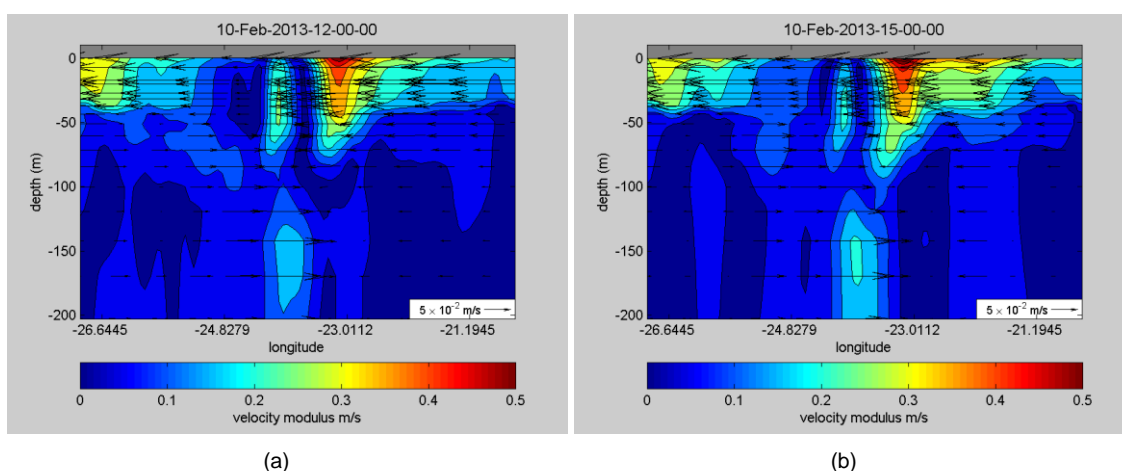


**Figura 36** - Forçamento meteorológico, vento (vetor e cor) impostas aos modelos nível 2 no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

A velocidade das correntes ao longo de uma secção longitudinal e ao longo da coluna da água, da superfície até aos 200 metros de profundidade, para os mesmos instantes de tempo em análise estão representadas na Figura 37 (a e b) e Figura 38 (a e b) para a região norte e sul do arquipélago e na Figura 39 (a e b) para a região da ilha do Sal. A velocidade máxima observa-se na camada superficial, diminuindo até à profundidade de 40 metros, onde termina a camada de mistura, aproximadamente. Este deslocamento obriga o movimento da camada subjacente a qual vai-se reduzindo com a profundidade a medida que a intensidade do vento perca a sua influência na coluna da água. São observáveis zonas de convergência na direcção das correntes na parte Este do arquipélago de Cabo Verde, entre os 50 a 200 metros de profundidade, Figura 37 e Figura 38. Também é observável uma zona de divergência na zona costeira, na parte Oeste da ilha do Sal, e uma convergência na parte Este da ilha, Figura 39 (b), à mesma profundidade.

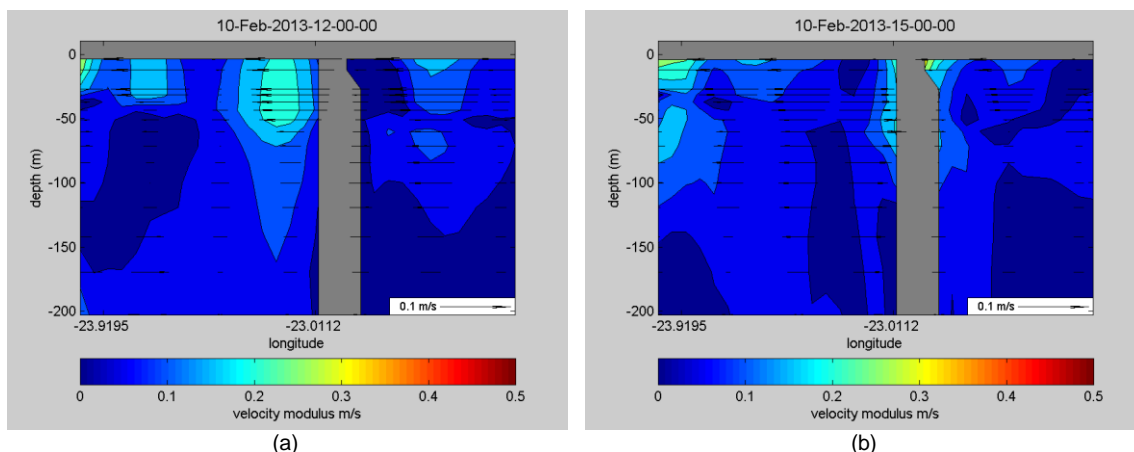


(a) (b)  
**Figura 37** - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).



(a) (b)  
**Figura 38** - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

A velocidade das correntes têm uma maior variação da intensidade perto da costa onde a profundidade é menor e as correntes sofrem maior influência dos ventos. Isto nota-se na Figura 39 que mostra o corte longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal. O aumento da velocidade das correntes na zona costeira também deve-se ao efeito de barreira da ilha podendo ser demonstrado nos primeiros 50 metros de profundidade na parte oeste e leste da ilha do Sal.



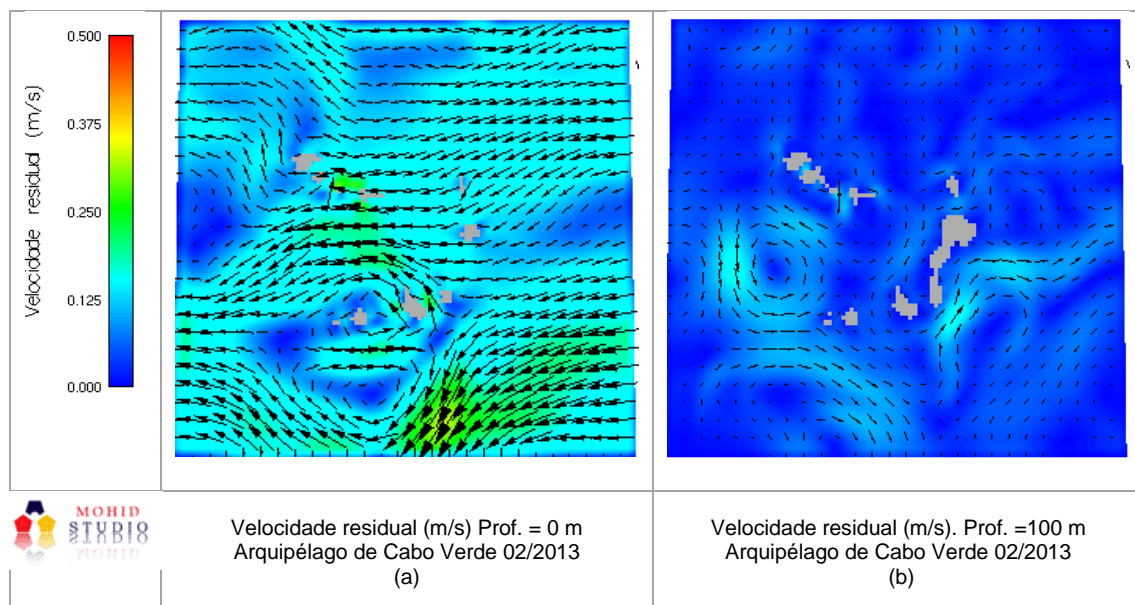
**Figura 39** - Perfil longitudinal vertical da velocidade das correntes, da superfície até 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

Os campos simulados de velocidade horizontal (Figura 35) e vertical (Figura 37 a Figura 39) mostram que a velocidade, em geral, apresenta uma direção Nordeste-Sudeste, coincidente com a direção do vento predominante na região (vento alísio) mais intenso nesta época.

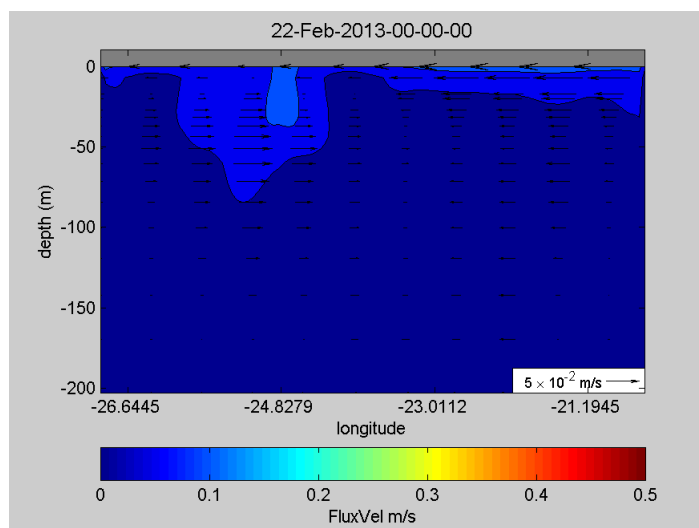
Em suma, a corrente superficial no arquipélago de Cabo Verde pode ser resultante da junção do stress devido ao vento e do efeito de Coriolis.

### 6.2.2. Corrente residual

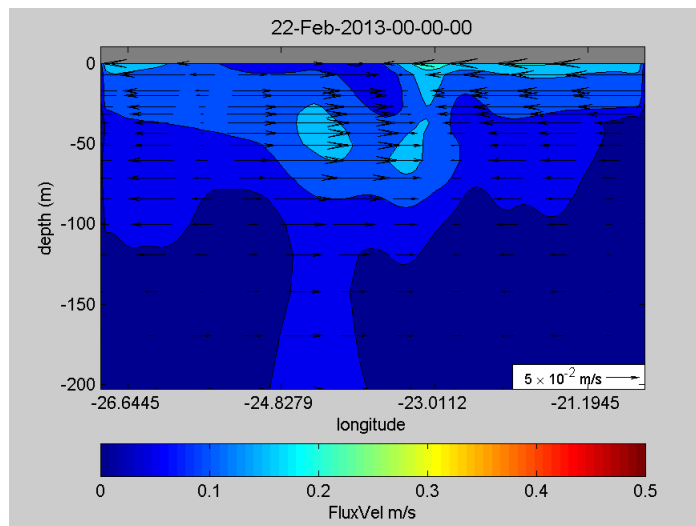
Os resultados das correntes residuais geradas pelo modelo baroclínico (Figura 40, Figura 41, Figura 42 e Figura 43) comprovam os resultados dos campos de velocidade instantânea. Com a predominância da corrente fria das canárias com direção da componente da velocidade para Oeste do arquipélago de Cabo Verde, obedecendo o efeito de Coriolis. No sul do arquipélago nota-se a ocorrência de vórtices resultantes da interacção entre as correntes das canárias, corrente norte equatorial e o efeito das ilhas (Figura 40). Estes vórtices são resultado do aumento da intensidade da corrente das Canárias que ao atingir o arquipélago de Cabo Verde sofre efeitos hidrodinâmicos complexos (INDP, 2011). Isto origina uma circulação em tubilhão de pequena escala, tanto anticiclónica (Figura 41 e Figura 42) Lat. -23.0, em que os vetores de velocidade convergem originando a subsidência da massa de água, como ciclónicas (Figura 43) em que os vetores de velocidade divergem perto da costa da ilha do Sal em resultados da ressurgência da massa de água. Isto permite a mistura das águas superficiais ao longo do arquipélago e tem um papel importante na saída de água para fora do arquipélago, com tendência na direcção a Oeste do arquipélago. Tal como nos resultados do modelo hidrodinâmico 2D, existem velocidades mais elevadas na região noroeste e sudeste do arquipélago.



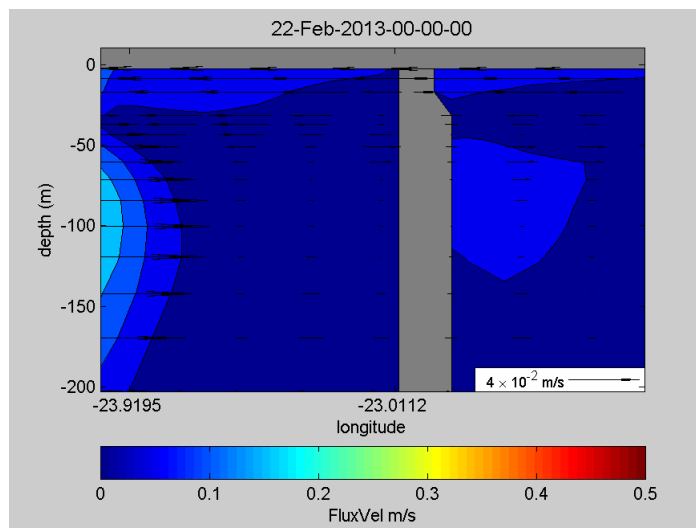
**Figura 40** – Perfil horizontal do fluxo residual das correntes superficiais (a) e a 100 metros de profundidade (b) no arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.



**Figura 41** - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, de superfície até aos 00 metros de profundidade, á norte do arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.



**Figura 42** - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, á sul do arquipélago de Cabo Verde, Fevereiro de 2013.



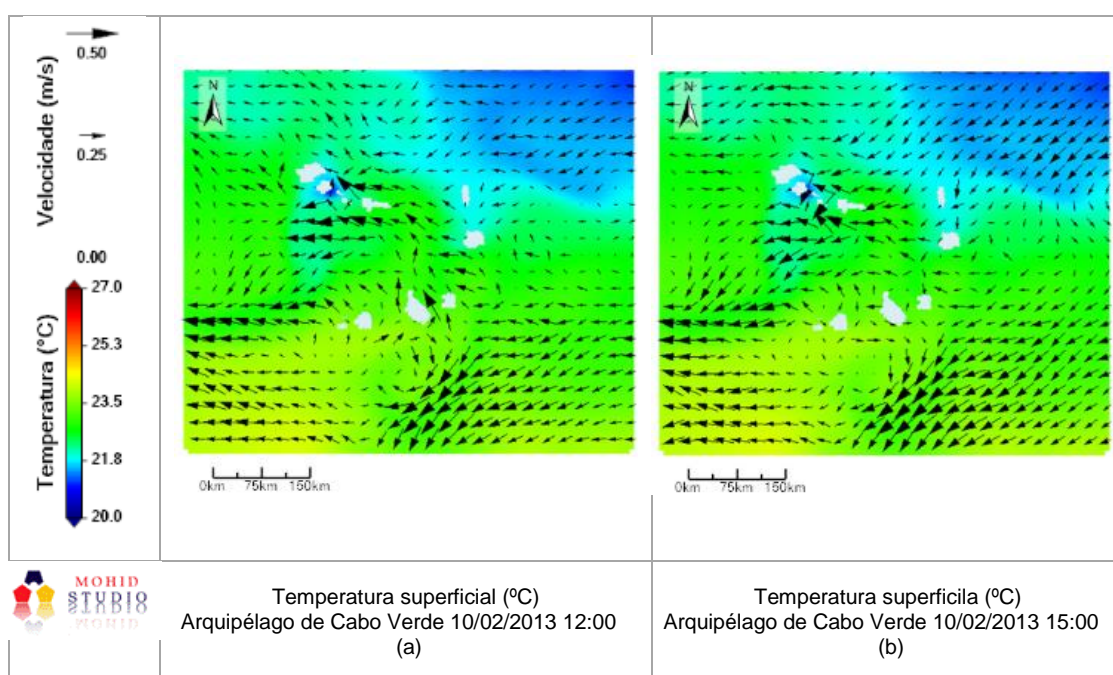
**Figura 43** - Perfil longitudinal vertical da velocidade residual das correntes, da superfície até 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, Fevereiro de 2013.

### 6.2.3. Temperatura

A temperatura superficial do oceano é resultante da interação oceano-atmosfera. Para além da radiação solar direta, há 3 tipos de fluxos de calor: 1 - radiação difusa da atmosfera para o oceano e radiação do oceano para a atmosfera; 2 - o fluxo de calor sensível no sentido contrário do gradiente e 3 - fluxo de calor latente em função da pressão de vapor no oceano e na atmosfera, isto é, da temperatura do oceano, da temperatura da atmosfera e da humidade relativa. Desta forma a circulação atmosférica também atua na superfície oceânica interferindo na temperatura, salinidade e densidade. O oceano absorve energia como calor provenientes da radiação solar e liberta energia sob a forma de vapor.



Na região de Cabo Verde considera-se a época fria entre o mês de Dezembro a Junho, em que a distribuição da temperatura na camada superficial varia entre 21°C e 22°C (DGA, 2004). Neste período a corrente fria das canárias desce mais para sul até ao norte do arquipélago de Cabo Verde. Na Figura 44 (a e b) observa-se uma água mais fria na parte norte do arquipélago, correspondente à corrente fria das canárias, e na parte sudoeste a temperatura é mais elevada, influenciada pelas águas quentes da contracorrente alísia. Ao longo do arquipélago nota-se que não há grande variação da temperatura, oscilações entre 22°C a 24°C, e a temperatura mais baixa está localizada na parte norte do arquipélago e a mais alta na parte sul do arquipélago.



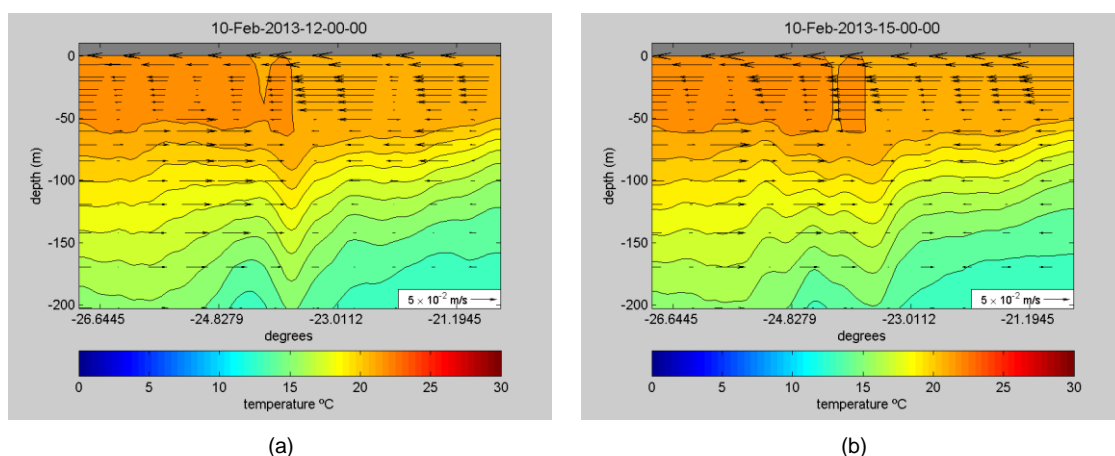
**Figura 44** - Perfil horizontal da temperatura superficial e do campo da velocidade das correntes no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

A Figura 45, Figura 46 e Figura 47 (a e b) apresentam a estratificação térmica e o campo vetorial da velocidade da corrente num perfil longitudinal vertical, da superfície até aos 200 metros de profundidade, para a região norte, sul do arquipélago e para a ilha do Sal, respectivamente, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b). Nota-se que a temperatura superficial é mais elevada, entre os 20 e os 24 °C, e vai diminuindo com a profundidade e que a termoclina encontra-se definida entre os 60 e 150 metros de profundidade. A temperatura no norte do arquipélago, Figura 45 (a e b) apresenta valores inferiores na superfície, cerca de 22 °C, em comparação com a região sul do arquipélago, cerca de 24 °C na superfície. No entanto a parte sul do arquipélago apresenta uma maior estratificação da temperatura, com temperaturas mais elevadas desde superfície a 200 metros de profundidade em relação a parte norte do arquipélago. Aos 60 metros observa-se uma temperatura mais elevada na parte sudoeste do arquipélago (Figura 46). A partir dos 200

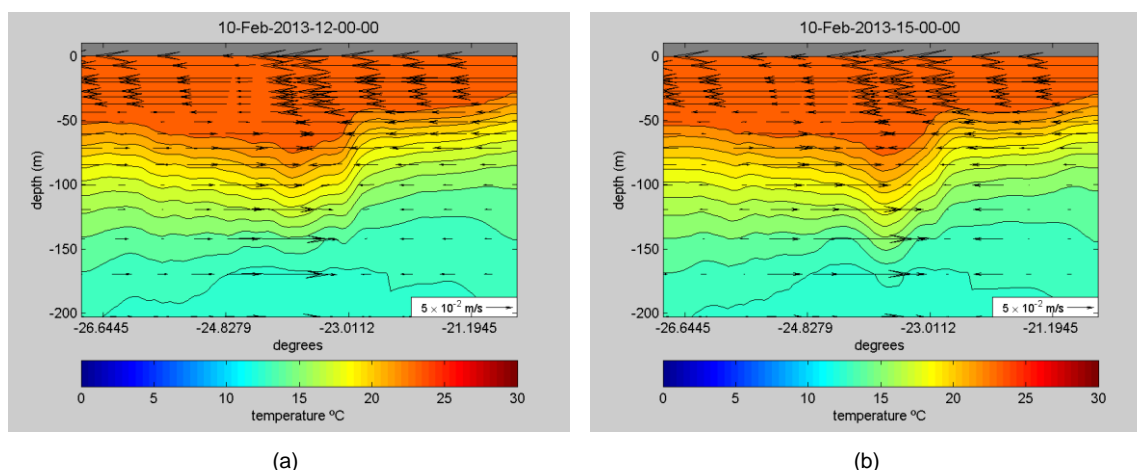
metros de profundidade verificam-se valores superiores a 13 °C apenas na parte norte. Isto pode-se dever à influência da massa de água inermédia de Antartida (DGA, 2004).

A termoclina inicia-se a partir desta profundidade com a taxa de variação térmica de 0.1°C/m até aos 100 m de profundidade onde atingindo valores entre 15 a 16° C na base. Aos 500 m de profundidade a temperatura atinge o valor de 10° C e aos 1000 m o valor de cerca de 6° C (Varela et al., 2011) & (Monteiro et al., 1997).

Na latitude -23, Figura 45 e Figura 46, é observável uma descida de termoclina resultante da subsidência da massa de água a superfície sobre o efeito do anticiclone, conforme tinha sido referido na secção anterior.

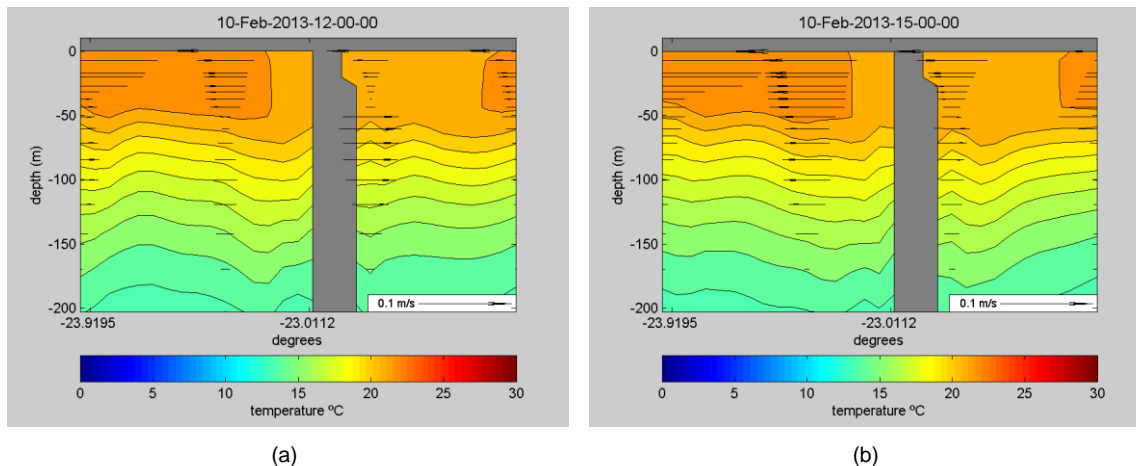


**Figura 45** - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).



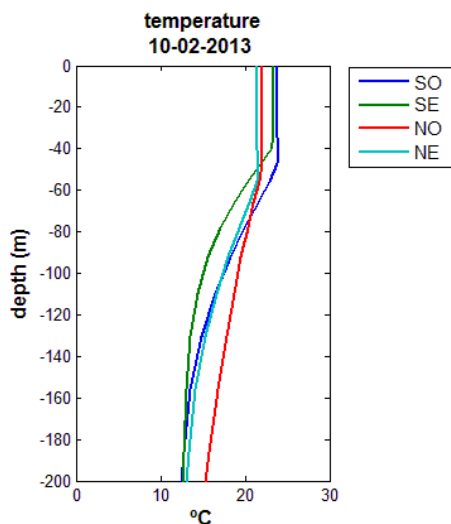
**Figura 46** - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.

Na Figura 47 (a e b) nota-se a subida de uma massa de água perto da costa, proveniente de uma camada localizada entre 45 a 55 metros, com valor de temperatura inferior á da camada superficial. A subida da massa de água impulsiona a massa de água da camada superficial para fora da costa.



**Figura 47** - Perfil longitudinal vertical da temperatura e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.

A Figura 48 representa o perfil da temperatura ao longo da coluna de água, da superfície até aos 200 metros de profundidade, ao longo do perfil longitudinal vertical na parte norte, noroeste (NO) e nordeste (NE), e na parte sul do arquipélago, sudoeste (SO) e sudeste (SE), representadas na Figura 2. Nota-se que até os aproximadamente 40 metros de profundidade encontra-se a camada de mistura com uma temperatura uniforme de cerca de 22°C. A termoclina situa-se aproximadamente entre os 40 metros a 150 metros de profundidade, abaixo desta profundidade inicia-se a água profunda.



**Figura 48** - Perfil vertical da temperatura ao longo da coluna de água do oceano á Norte arquipélago de Cabo Verde, Oeste (NO) e Este (NE), e ao Sul do arquipélago, Oeste (SO) e Este (SE), do dia 10 de Fevereiro de 2013.

#### 6.2.4. Salinidade

A nível da salinidade no arquipélago de Cabo Verde nota-se a presença de duas massas de água diferentes (Figura 49). Na parte Noroeste do arquipélago nota-se uma massa de água com maior concentração da salinidade, 36,5, impulsionada pela corrente das canárias com um menor valor de salinidade, 36. O sul do arquipélago apresenta-se com menor salinidade,



inferior a 36, em comparação com o norte do arquipélago (Figura 50 e Figura 51), resultante da massa de água proveniente da costa ocidental de África que é transportada pela corrente norte equatorial até a região de Cabo Verde. O aumento da salinidade na parte norte do arquipélago também deve-se aos ventos alísios, que provocam um máximo de evaporação e menos precipitação. Na parte sul do arquipélago o valor inferior pode estar relacionado com a mistura das massas de água.

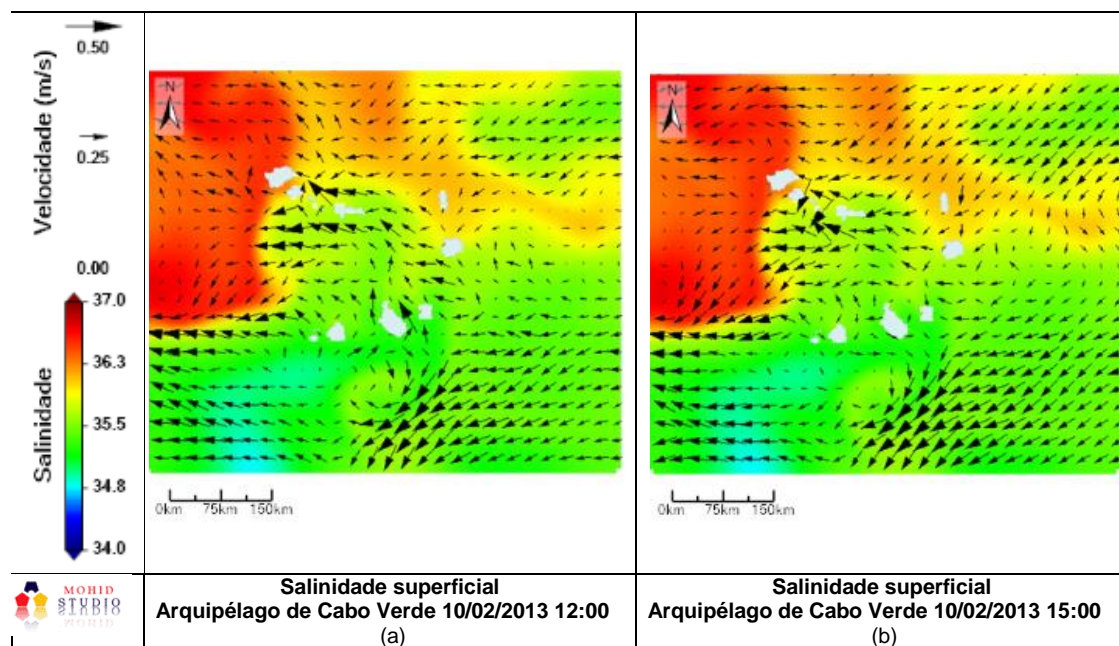


Figura 49 - Perfil horizontal da salinidade superficial e do campo da velocidade das correntes no arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

Na camada superficial a estratificação halina é influenciada pelo vento. A Figura 50 representa bem esta situação em que a massa de água com maior densidade, derivada da baixa salinidade e temperatura, proveniente das correntes das canárias é estendida sobre uma massa de água com menor densidade.

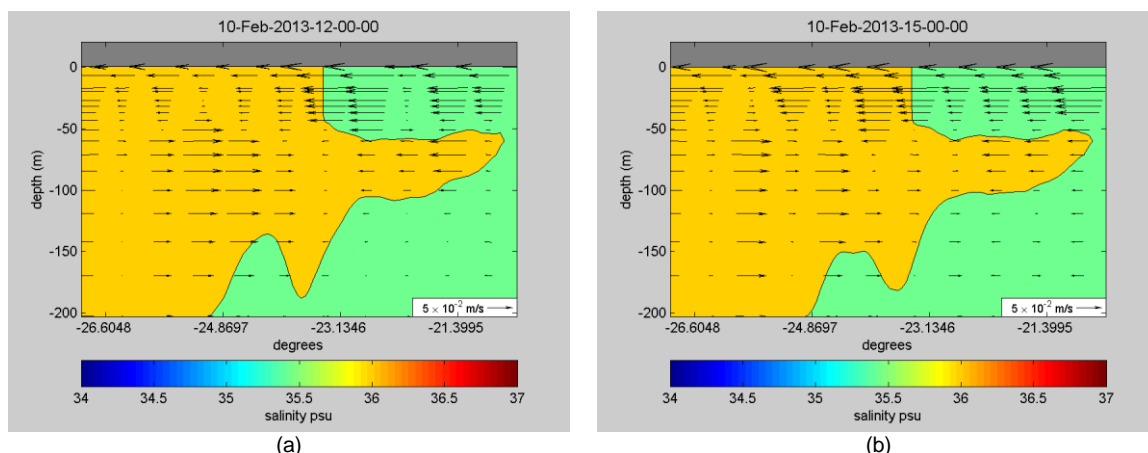
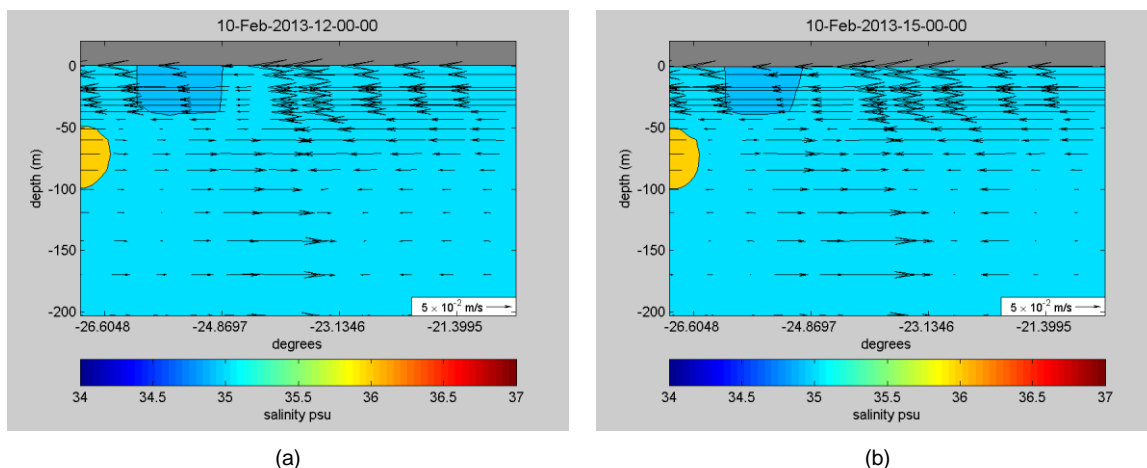
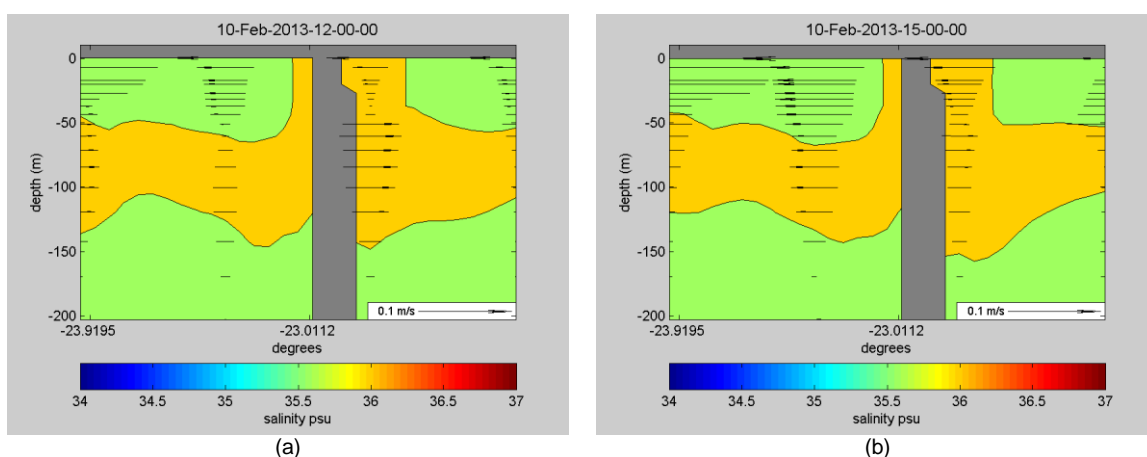


Figura 50 - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no norte do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 horas (a) e 15 horas (b).

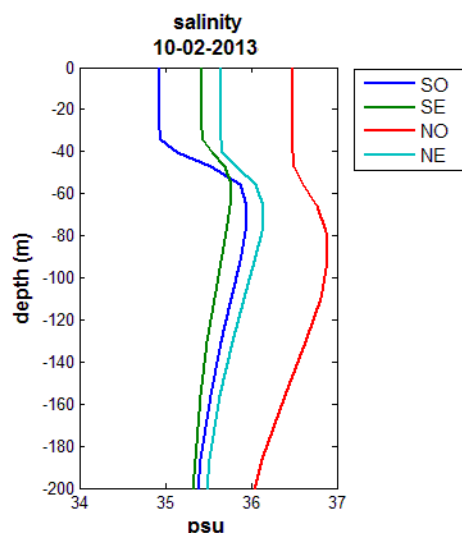


**Figura 51** - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, no sul do arquipélago de Cabo Verde no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.



**Figura 52** - Perfil longitudinal vertical da salinidade e do campo da velocidade das correntes, da superfície até aos 200 m de profundidade, na região da ilha do Sal - Porto da Palmeira, no dia 10 de Fevereiro de 2013 às 12 e 15 horas.

A Figura 53 representa o perfil da salinidade ao longo da coluna de água, da superfície até aos 200 metros de profundidade, ao longo do perfil longitudinal vertical na parte norte, noroeste (NO) e nordeste (NE), e na parte sul do arquipélago, sudoeste (SO) e sudeste (SE). Nota-se que na camada de mistura a salinidade é superior a 35.5 na parte norte do arquipélago e que na parte sul do arquipélago a salinidade é inferior a 35.5. Na camada haloclina, entre 40 a 60 metros de profundidade, a salinidade aumenta com maior variação na zona Noroeste e sudoeste do arquipélago. Entre os 60 metros e os 200 metros de profundidade a salinidade diminui gradualmente. No entanto, aos 200 metros na região de sudoeste a salinidade é superior à superfície, 35.4, repetidamente.



**Figura 53** - Perfil vertical da salinidade ao longo da coluna de água do oceano á norte arquipélago de Cabo Verde, Oeste (NO) e este (NE), e ao sul do arquipélago, Oeste (SO) e este (SE), do dia 10 de Fevereiro de 2013.

### 6.2.5. Diagrama Temperatura – Salinidade (T-S)

A partir da análise dos resultados, média mensal da temperatura e salindade para o mês de Fevereiro de 2013, com os valores teóricos das massas de água do oceano Atlântico, representados na tabela 1, foi possível identificar as principais massas de água presentes na região: massa de água central do atlântico norte e a massa de água profunda do atlântico norte (Tabela 1) baseando também em análise dos diagramas T-S.

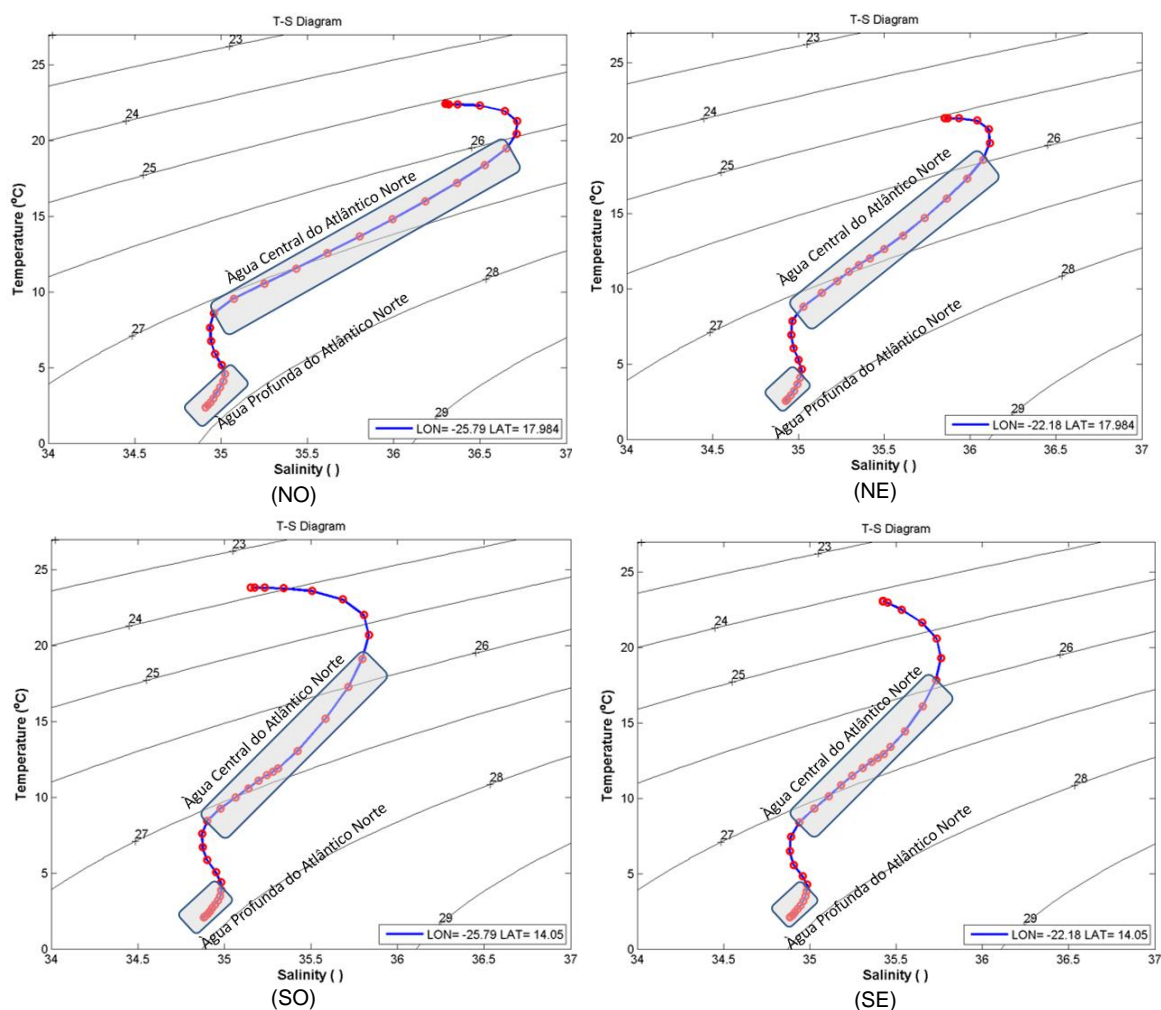
**Tabela 5-** Resultados do modelo das principais massas de água do oceano do atlântico no arquipélago de Cabo Verde.

Principais massas de água no arquipélago de Cabo Verde	Temperatura (°C)		Salinidade (‰)	
	Téorico	Resultados	Téorico	Resultados
<b>1 - Água Central do Atlântico Norte</b>	8 – 18.0	NO: 8 - 18	35.2 – 36.7	NO: 35 – 36.
		NE: 8 – 18		NE: 35 – 36.1
		SO: 8 - 18		SO: 34.9 – 35.7
		SE: 8 – 17.5		SE: 34.9 – 35.7
<b>3 - Água Profunda do Atlântico Norte</b>	1.5 - 4.0	NO: 1.5 - 4	34.8 – 35.0	NO: 34.8 – 35.15
		NE: 1.5 - 4		NE: 34.8 – 35.1
		SO: 1.5 - 4		SO: 34.8 - 35
		SE: 1.5 - 4		SE: 34.8 - 35

Através dos diagramas T-S (Figura 54) dos pontos em análise (NO, NE, SO e SE) é possível identificar os diferentes tipos das massas de água e a mistura que ocorre entre elas ao longo da coluna de água na região do arquipélago de Cabo Verde. Os pontos representados no diagrama T-S representam as combinações específicas de temperatura e salinidade e, por conseguinte, para uma densidade particular (Pickard, 1979). Desta forma um ponto é designado de “tipo” de água, a linha de “massa” de água, num determinado intervalo de temperatura e salinidade. Na parte superior dos perfis no diagrama T-S são consideradas as camadas superficiais nas zonas em que a temperatura varia entre 21 – 23°C e salinidade entre 35.1 – 36.6. Nota-se que para a parte superior dos perfis, Figura 54 (NO, NE, SO e SE), a

variação da temperatura é pequena enquanto a salinidade apresenta uma maior variação. Isto acontece pelo fato de a camada superficial ser aquecida pelo sol ou arrefecida pela evaporação e que a chuva pode diminuir a salinidade ou a evaporação aumentá-lo (Pickard, 1979).

Na parte intermédia do perfil está situada a massa de água central do atlântico norte, como uma melhor representação e estabilidade na parte norte do arquipélago, Figura 54 (NO e Ne) em relação a parte sul do arquipélago, Figura 54 (SO e SE) em que os perfis apresentam uma massa de água com salinidade inferior a 36. Após a parte de intermédia dos perfis até ao fundo está localizada a água profunda do Norte de Atlântico (DGA, 2004).



**Figura 54** - Diagrama T-S do Oceano Atlântico na região do sul do arquipélago de Cabo Verde, entre a superfície a 2500 metros de profundidade, aproximadamente.

Comparando os resultados obtidos com os valores teóricos são observados diferenças principalmente em valores em relação aos valores mínimos de salinidade, Tabela 1. A maior diferença é notável na parte sul do arquipélago, pontos SO e SE. O provável motivo para essas diferenças deve a influência da massa de água central do-atlântico sul (DGA, 2004) que ocorre a sul do domínio do modelo, causando uma estabilização da coluna de água. Nota-se que para a temperatura os resultados do modelo estão dentro dos intervalos dos valores teóricos. Em

geral os resultados do modelo representados no diagrama T-S estão de acordo com os valores teóricos e o modelo consegue representar, nos diagramas T-S, o perfil das principais massas de água para a zona central do Atlântico Norte e Água Profunda do Atlântico Norte, tal foi como descrito pelo Pickard (1979), representado na figura 3.



## CONCLUSÃO

Este trabalho representa um passo para uma compreensão mais abrangente da circulação oceânica na região de Cabo Verde. O estudo utilizou todos os dados disponíveis localmente e disponibilizados através de iniciativas de grande escala para estudar a dinâmica global dos oceanos e atmosfera. Na ausência de dados de campo, a verificação dos resultados do modelo foi apoiado pelo acordo com processos físicos conhecidos. Particularmente importante foi o padrão de fluxo residual em torno das ilhas e grupos de ilhas, a modificação do padrão de fluxo pelo vento e as propriedades físico-química da água na superfície e ao longo da coluna de água.

As observações do nível de água da bóia localizada em porto da Palmeira, que remonta ao ano de 2000 eram a única fonte de dados disponíveis para a avaliação quantitativa dos níveis de água calculados pelo modelo hidrodinâmico 2D. Estes dados permitiram a caracterização dos principais constituintes de maré, que foram muito úteis para avaliar as condições de fronteira, mas também para validar os resultados do modelo MOHID gerados pelo modelo mais grosseiro e os de resolução mais fina, com correlações de 95.7% e 95.4%, aproximadamente. Estas comparações mostram que o modelo hidrodinâmico bidimensional de maior resolução era irrelevante para calcular os níveis de maré. Os resultados do modelo mostram que as correntes de maré próximas às ilhas são determinadas pela morfologia do arquipélago, sendo máxima nos canais entre as ilhas, como esperado.

O forçamento meteorológico tem mostrado ser muito importante nas regiões onde o fluxo se limita à camada de superfície. Tendo em conta o modelo 2D integrado, isso só pode acontecer nas regiões superficiais ao redor e entre as ilhas, onde correntes de ar podem ser mais importantes do que as correntes de maré. Para estudar o efeito do vento na estratificação vertical, um modelo 2D não é suficiente. Esse estudo será baseado no modelo hidrodinâmico baroclínico 3D. No qual os resultados do modelo demonstraram que o vento exerce influência na camada superior até cerca de 40 metros de profundidade, camada de mistura.

O conhecimento produzido com o estudo do modelo hidrodinâmico 2D é importante para prever o deslocamento dos poluentes descarregados a partir de fontes permanentes ou compreender o transporte de sedimentos em zonas de profundidade suficiente para ser independente do transporte da onda. No entanto, o transporte eficaz requer o uso de modelos transitórios forçados pelo vento real. Independentemente da importância prática da circulação residual para apoio à gestão costeira, a análise da circulação residual foi uma contribuição importante para validar os resultados do modelo e, portanto, para aumentar a confiança no modelo como uma ferramenta para gerar conhecimento sobre a circulação hidrodinâmica no Arquipélago de Cabo Verde.

Os resultados do modelo baroclínico foram avaliados, quantitativa e qualitativa através de comparação com as observações das bóias Argo ao longo da coluna de água, com as imagens dos satélites de temperatura superficial do oceano e com algumas informações bibliográficas disponíveis sobre a circulação do oceano na região de Cabo Verde. A análise dos resultados com as quatro bóias Argo encontradas no arquipélago permitiram validar os resultados da temperatura e salinidade ao longo da coluna de água nesses pontos. Os estudos mostram correlações de 96.4%, 99.6%, 99.6% e 100% para a temperatura e 90.8%, 99.4%, 99.1% e 95% para a salinidade, respectivamente. A temperatura superficial do oceano no modelo foi comparada com as observações das imagens dos satélites apresentando uma correlação 83.9%, 86.6% e 73.6%. Tal como no modelo hidrodinâmico bidimensional, estes resultados comprovam que a maior resolução era irrelevante para calcular as propriedades físico-química da água ao longo do perfil vertical.

O modelo baroclínico conseguiu demonstrar identificar as duas principais correntes marítimas que ocorrem no arquipélago de Cabo Verde, corrente fria de Canárias e corrente norte equatorial. Também foram identificadas as principais massas de água na região, da camada superior ao fundo do oceano, através da diferença de densidade baseando na uniformidade da temperatura e salinidade ao longo da coluna de água, representadas no diagrama T-S.

Este estudo é um passo importante para a compreensão das características gerais das correntes de maré do arquipélago de Cabo Verde, que é um passo necessário para a compreensão da importância relativa de cada processo responsável pelo fluxo em estudos hidrodinâmicos mais abrangentes. O padrão de fluxo residual já é muito importante para apoiar a gestão das descargas antrópicas, e globalmente os resultados são de grande importância para projetar os experimentos de campo que devem preceder qualquer estudo da qualidade da água ou para apoiar o ordenamento do território e de desenvolvimento do turismo em Cabo Verde.



## Bibliografia:

- ASCIONE KENOV, I., GARCIA, A. C. & NEVES, R. 2012. Residence time of water in the Mondego estuary (Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 106, 13-22.
- AUMONT, O., ORR, J. C., JAMOUS, D., MONFRAY, P., MARTI, O. & MADEC, G. 1998. A degradation approach to accelerate simulations to steady-state in a 3-D tracer transport model of the global ocean. *Climate Dynamics*, 14, 101-116.
- BARCELLOS, C. J. S. 1908. Archipelago de Cabo Verde. *Imprensa Lucas*.
- BRAVO DE LAGUNA, J. 1985. *Fishery resources, fisheries and research in Cape Verde*.
- CAMPUZANO, F. J., MATEUS, M. D., LEITÃO, P. C., LEITÃO, P. C., MARÍN, V. H., DELGADO, L. E., TIRONI, A., PIERINI, J. O., SAMPAIO, A. F. P., ALMEIDA, P. & NEVES, R. J. 2013. Integrated coastal zone management in South America: A look at three contrasting systems. *Ocean & Coastal Management*, 72, 22-35.
- CUSTÓDIO, S., FONSECA, J. F. B. D., FARIA, B. V. E. & D'OREYE, N. 2005. Tidal Modulation of seismic noise and volcanic tremor in Fogo island, Cape Verde. *International Workshop on Ocean Island Volcanism, Sal Island, Cape Verde Republic*.
- DELHEZ, É. J. M. & DELEERSNIJDER, É. 2007. Overshootings and spurious oscillations caused by biharmonic mixing. *Ocean Modelling*, 17, 183-198.
- DGA 2004. Livro Branco sobre o Estado do Ambiente em Cabo Verde. *Direcção Geral do Ambiente, Ministério do Ambiente Agricultura e Pescas, Cabo Verde*, 65.
- GOMEZ-GESTEIRA, M., MONTERO, P., PREGO, R., TABOADA, J. J., LEITAO, P., RUIZ-VILLARREAL, M., NEVES, R. & PEREZ-VILLAR, V. 1999. A two-dimensional particle tracking model for pollution dispersion in A Coruña and Vigo Rias (NW Spain). *Oceanologica Acta*, 22, 167-177.
- INDP 2011. CENÁRIOS E ORIENTAÇÕES DE ESTRATÉGIAS DE ADAPTAÇÃO DAS POLÍTICAS DE PESCAS ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS PARA CABO VERDE ATÉ 2050. *Instituto Nacional de Desenvolvimento das Pescas*.
- KANTHA, L. H. & CLAYSON, C. A. 2000. *Numerical models of oceans and oceanic processes*, San Diego, CA, Academic Press.
- LÁZARO, C., FERNANDES, M. J., SANTOS, A. M. P. & OLIVEIRA, P. 2005. Seasonal and interannual variability of surface circulation in the Cape Verde region from 8 years of merged T/P and ERS-2 altimeter data. *Remote Sensing of Environment*, 98, 45-62.
- LOPES, J. F., CARDOSO, A. C., MOITA, M. T., ROCHA, A. C. & FERREIRA, J. A. 2009. Modelling the temperature and the phytoplankton distributions at the Aveiro near coastal zone, Portugal. *Ecological Modelling*, 220, 940-961.

- LYARD, F., LEFEVRE, F., LETELLIER, T. & FRANCIS, O. 2006.** Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56, 394-415.
- MALHADAS, M., NEVES, R., LEITÃO, P. & SILVA, A. 2010.** Influence of tide and waves on water renewal in Óbidos Lagoon, Portugal. *Ocean Dynamics*, 60, 41-55.
- MARTINS, F., LEITÃO, P. C., SILVA, A. & NEVES, R. 2001.** 3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach. *Oceanologica Acta*, 24, 551-562.
- MONTEIRO, F. A., SOLÉ-CAVA, A. M. & THORPE, J. P. 1997.** Extensive genetic divergence between populations of the common intertidal sea anemone *Actinia equina* from Britain, the Mediterranean and the Cape Verde Islands. *Marine Biology*, 129, 425-433.
- NEVES, R. 2013.** THE MOHID CONCEPT. In *Ocean modelling for coastal management - Case studies with MOHID*. Eds. M. Mateus & R. Neves, pp 1-11.
- PAWLOWICZ, R. 2011.** Rich Pawlowicz's Matlab Stuff.
- PICKARD, G.L. 1979.** Descriptive physical oceanography: An introduction. *Oxford: Pergamon Press*.
- RUIZ-VILLARREAL, M., MONTERO, P., TABOADA, J. J., PREGO, R., LEITÃO, P. C. & PÉREZ-VILLAR, V. 2002.** Hydrodynamic Model Study of the Ria de Pontevedra Under Estuarine Conditions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54, 101-113.
- SARAIVA, S., PINA, P., MARTINS, F., SANTOS, M., BRAUNSCHWEIG, F. & NEVES, R. 2007.** Modelling the influence of nutrient loads on Portuguese estuaries. *Hydrobiologia*, 587, 5-18.
- SCHWANGHART, W. & SCHÜTT, B. 2008.** Meteorological causes of Harmattan dust in West Africa. *Geomorphology*, 95, 412-428.
- TABOADA, J. J., PREGO, R., RUIZ-VILLARREAL, M., MONTERO, P., GÓMEZ-GESTEIRA, M., SANTOS, A. P. & PÉREZ-VILLAR, V. 1998.** Evaluation of the seasonal variations in the residual patterns in the Ria de Vigo (NW Spain) by means of a 3D baroclinic model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 661-670.
- VARELA, A., DELGADO, A., CRUZ, E., LOPES, I., A. CORREIA, M., DUARTE, O. & CORREIA, S. 2011.** ANÁLISE DAS INSTITUIÇÕES E POLÍTICAS DE PESCA EM CABO VERDE

